UNIVERSITÉ DE RENNES 1958

Travaux du Laboratoire de Climatologie de la Faculté des Lettres

(INSTITUT DE GÉOGRAPHIE)

N° 1

Mahammad Shafi AHMAD

PRÉCIPITATIONS, EVAPOTRANSPIRATION ET ARIDITÉ EN PAKISTAN OCCIDENTAL

Essai d'interprétation géographique

FACULTÉ DES LETTRES - PLACE HOCHE

UNIVERSITÉ DE RENNES

Travaux du Laboratoire de Climatologie de la Faculté des Lettres

(INSTITUT DE GÉOGRAPHIE)

N° 1

Mahammad Shafi AHMAD

PRÉCIPITATIONS, EVAPOTRANSPIRATION ET ARIDITÉ EN PAKISTAN OCCIDENTAL

Essai d'interprétation géographique

FACULTÉ DES LETTRES - PLACE HOCHE

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41549208_0023

Mohammad Shafi AHMAD

Docteur de l'Université de Rennes

o o o o o o o o o

PRECIPITATIONS, EVAPOTRANSPIRATION et ARIDITE EN PAKISTAN OCCIDENTAL

Essai d'interprétation géographique.

o o o o o o o o o

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

TRAVAUX du LABORATOIRE de CLIMATOLOGIE

do la Faculté des Lettres & Sciences Humaines

de l'Université do Rennes

(Institut de Géographie)

N° 1

RENNES — 1958

SUMMARY

The first part of this thesis starts with a chronological survey of the attempts of different workers to find some valid expression of aridity of a region, and leads to a detailed and systematic use of the method proposed by Thornthwaite in 1948. Plates III - X present our results giving various aspects of aridity in West Pakistan such as annual water need, indices of aridity and humidity, effective moisture and its seasonal variation etc. The data used are 28 year averages (1875-1902) of monthly rainfall at 159 stations (including 49 stations in adjoining areas of Indian Union) and averages of monthly temperature for the same period at 31 stations, this second element for the rest of 159 stations being picked up from the "Climatological Atlas of India, 1906". It is desirable to conduct a similar analysis with a bigger length of record and, still more, with a better coverage of the country. We, however, hope that the broad features of this work do provide a fairly reasonable estimate of the irrigation requirements in different regions of West Pakistan and thus constitute a basis for further studies of plants in relation to water requirement.

In the second part, a critical study of the quantitative aspects of the method of Thornthwaite showes some of the difficulties inherent in this method. Hence, the need of a physically sound approach which may yield acceptable values of "water need" depending upon the meteorological conditions at the site, This leads to the study of the method due to Penman.

Penman's formulas, as given by the author, are esta-

blished for the British system of units . These were therefore transformed to suit the needs of the metric system.

Penman recenthy succeeded to establish a formula which gives directly the potential transpiration (water need) of plants using ordinary meteorological data and some plant-factors. In practice, however, this formula is not used at present owing to some difficulty in the estimation of the plant-factors. Thus his formulas proposed earlier continue to be employed. These give the natural evaporation from free water surface in terms of ordinary meteorological elements (temperature, relative humidity, sunshine hours and wind speed). Using a simple conversion factor (always less than unity) the natural evaporation yields the potential transpiration (water need) of plants. This method thus involves the intermediary "natural evaporation from open water surface".

Having at our disposal the necessary meteorological data as well as the data of "evaporation from open pan" collected at the Agricultural -meteorological observatory at Quetta (West Pakistan : latitude 30° 12', altitude 1.700 meters) for the year 1956, we compared the calculated values of evaporation from open water surface and the observed one. Such a comparison on weekly basis shows a fairly good agreement between observation and calculation. It is however found that the calculated values are generally smaller than the observed ones by 10-15 % during fine weather. On the other hand, rainy season is associated with calculated values significantly higher than the observed ones. For the year, as a whole, Penman's formulas give a value of evaporation approximately 92 % of the total observed evaporation.

Certain aspects of our study show that the empirical expressions used by Penman in estimating the radiation balance could be profitably altered to suit the conditions at high altitude stations like Quetta. Thus it is suggested that the numerical values of the coefficients involved in these expressions be modified in such a way as to yield radiation income higher by 10-15%, particularly during fine weather. On account of possible error in the measurement of actual evaporation during rainy season no completely reliable conclusions could be made pertaining to the data collected during such weather.

The water need of plants at Quetta during 1956 calculated by the methods due to Penman and Thornthwaite turns out to be 1.049 mm and 834 mm respectively, that is to say 26 % higher in the case of Penman's method. In winter, this difference becomes still more pronounced, Penman's formulas yielding the water need 2-4 times as much as that obtained from Thornthwaite's.

The results obtained from Penman's method correspond very closely to the reality of the weather. These can, of course, be improved by incorporating some changes in the numerical values of the coefficients involved in the empirical expressions used in the formulas to suit different regions. As the meteorological data prerequisite to the use of Penman's method are generally collected at most of the observatories it is suggested that this method may be accepted for general use to obtain reasonable estimates of evaporation from open surfaces and water need of plants.

---oOo---

AVANT-PROPOS

L'un des domaines les plus importants de l'activité de l'UNESCO est celui de la recherche sur la zone aride. Comme on le sait, la menace de l'aridité gêne considérablement le développement d'une grande partie de notre planète. Néammoins le progrès n'est pas tout à fait impossible et le temps paraît venu d'utiliser nos connaissances scientifiques pour aider les peuples habitants ces régions : puissent-ils améliorer leur sort qui, jusqu'à maintenant, n'est que très misérable.

Le Pakistan Occidental presque tout entier souffre de la déficience d'eau. Certes il y a des régions où cette manque d'eau n'est pas un obstacle total. Pourtant il est vrai de dire que l'avenir du Pakistan Occidental est très étroitement lié à cette possibilité et la mesure de lutte scientifique contre l'aridité. Il est donc indispensable pour le bien-être du peuple que les recherches soient commencées et poussées le plus rapidement possible.

En 1951, le service météorologique du Pakistan avait pu établir un laboratoire géophysique à Quetta avec l'assistance technique de l'UNESCO. Dès 1955, l'équipement en appareils et en personnel du laboratoire avait déjà atteint un niveau encourageant et l'on a cru possible de consacrer une

partie importante de l'activité du laboratoire aux problèmes pratiques et immédiats de l'aridité. Ainsi a été créé le projet dit "Arid Zone Research Project". Sous la direction de Mr. S.N. Naqvi le projet a évolué beaucoup plus vite qu'on l'avait cru possible au début.

L'assistance technique de l'UNESCO pour ledit projet m'a offert une bourse de 9 mois pour étudier en France à l'Université de Rennes. D'après les recommandations de Mr.le Professeur Ch.P.Péguy , l'UNESCO et le Gouvernement du Pakistan m'ont permis de continuer ces études pendant une durée supplémentaire de 12 mois. Ainsi j'ai pu séjourner en France pendant deux années scolaires. Les études que j'ai pu faire à Rennes ont abouti à la présente thèse.

C'est avec un grand plaisir et une vive reconnaissance que je tiens à remercier Mr. le Professeur Ch.P.Péguy qui m'a suivi pendant toutes mes études. Sans son aide, il eût été absolument impossible de mener ce travail à bien.

Je suis également reconnaissant à Mr. le Professeur A. Meynier pour l'accueil qu'il m'a fait à son laboratoire et pour la sympathie qu'il m'a témoignée pendant mon séjour à Rennes.

Je me fais un devoir d'exprimer mes remerciements à Mr. S.N. Naqri, Directeur du Service Météorologique du Pakistan pour l'intérêt sympathique qu'il a porté pour mes études

en général et particulièrement pour mes travaux effectués à Rennes.

Je tiens à remercier également Mr. le Docteur H.I.S. Thirlaway de l'UNESCO pour l'aide matérielle et morale qu'il m'a toujours donnée chaleureusement.

Je n'oublierai jamais l'accueil de Mr. le Docteur H.L. Penman de "Rothamsted Experimental Station, Harpenden, Herts, England" à son laboratoire pendant ma visite en Angleterre. La discussion que nous avons eue à cette occasion m'a beaucoup aidé pour le développement de la deuxième partie de cette thèse.

Rappellant mes camarades de Quetta, Mm. S.J. Ahmad, M.A. Vahidy et A. Halim, je les prie de trouver ici l'expression de ma reconnaissance pour leur assistance très amicale que j'ai eu le plaisir de recevoir à tout moment.

Toutes les données météorologiques et d'évaporation d'un bassin d'eau à Quetta ont été envoyées par Mr. M.A. Vahidy.

Enfin, c'est l'UNESCO que je dois remercier pour la bourse et encore pour la sympathie de la part de tous que j'ai rencontrée à la maison de l'UNESCO à Paris. Je me permets de louer l'excellence de l'administration de la bourse par le "Exchange of Persons'Service".

---oOo---

Première Partie :

L' ARIDITE DU PAKISTAN OCCIDENTAL

D'APRES THORNTHWAITE, 1948

I.I INTRODUCTION

Comment définir et caractériser le degré d'aridité d'une région? Plus précisément, comment évaluer le bilan de l'eau d'une région donnée à partir de la notion du "crédit" (pluie, neige et toutes autres formes de la précipitation) et du "débit" (évaporation du sol nu et de la nappe d'eau libre, transpiration par la végétation, l'infiltration et l'écoulement) ? La plupart des essais de "classification des climats" reposent surtout sur les "régimes moyens", par conséquent, ils ne sont pas assez détaillés pour qu'on puisse les employer pour dresser un bilan d'eau donnant la quantité d'eau nécessaire pour l'irrigation. Pourtant pour mieux comprendre l'évolution du problème il est utile de jeter un regard rapide aux travaux de nombreux chercheurs qui se sont attachés dès le début de notre siècle à évaluer la "mise en oeuvre" de l'eau qui tombe. Le thème de cette recherche comme Péguy (1954) le montre est le suivant :

"Dès que la mise en service d'un nombre suffisant de "pluviomètres eût rendu possible l'établissement de "cartes "des pluies" on se rendit vite compte que celles-ci n'expri- "maient que fort mal l'humidité ou l'aridité d'une région au "sens commun de ces mots..... Il ne sera pas question ici "de critiquer la valeur physique elle-même de la "lame d'eau" "recueillie par le pluviomètre; encore que cette critique "puisse être tentée (Serra, 1952). Nous nous bornerons à dé- "gager ce fait que cette valeur physique, même supposée par- "faitement connue, reste impropre à exprimer la mise en oeuvre de l'eau tombée. Or c'est à cette "mise en oeuvre" de l'eau "que, paraît bien correspondre la notion pratique de région "humide" ou "aride". "

Dès lors, en vue de chiffrer le degré d'aridité d'une région ou d'un climat, la plupart des chercheurs ont proposé

des formules qui se ramènent généralement soit à un rapport P_h / P_d , soit à une différence $(P_h - P_d)$ où P_h représente le "pouvoir humidifiant" et P_d le "pouvoir desséchant" du climat. Or, on peut caractériser le pouvoir humidifiant d'une manière simple par la hauteur des précipitations en supposant que (i) les précipitations occultes, en tout cas, ne font qu'un apport faible et négligeable (ii) l'intensité de précipitation, bien qu'elle influence l'utilité de la pluie pour un but donné ne cause qu'une redistribution de l'eau disponible à l'infiltration et à l'écoulement, c'est-à-dire sur le plan général elle ne change pas les choses sensiblement. Au contraire, le choix d'une fonction, simple ou non, qui puisse désigner le pouvoir desséchant n'est guère facile. Voici un résumé de quelques travaux consacrés à cette question.

D'après l'estimation de l'évaporation annuelle pour environ 150 stations aux Etats Unis par Russel (1888) Transeau (1905) a proposé un indice d'efficacité pluviométrique en prenant l'évaporation physique d'un bassin d'eau comme représentatif du pouvoir desséchant de l'atmosphère, l'indice lui-même s'écriant

$$I = P/E \qquad \ldots\ldots\ldots \qquad 1$$

Mais les mesures d'évaporation physique (celle que subit une surface d'eau) faites suivant des appareils et des méthodes différentes ne sont pas toujours comparables entre elles; de plus elles diffèrent sensiblement du "déficit d'écoulement". C'est ainsi que de nombreux chercheurs ont été amenés de faire appel à la place de l'évaporation, à la mesure plus facile et plus systématiquement répandue de la tempé rature. En 1920 Lang a proposé un indice pluviométrique de la forme

$$I = P/T \quad \ldots\ldots\ldots \quad 2$$

où P = hauteur annuelle des précipitations en mm

et T = température moyenne annuelle en °C

En 1926 Emm. de Martonne (1926), afin d'éviter les nombres négatifs de température, a proposé comme indice d'aridité

$$I = P/T+10 \quad \ldots\ldots\ldots \quad 3$$

où P et T ont la même signification qu'en 2

Cette formule peut s'adapter à l'appréciation de l'aridité d'un mois quelconque, par exemple celle du mois le plus sec,

$$I = 12\,p/t + 10 \quad \ldots\ldots\ldots \quad 4$$

où p = hauteur des précipitations et t = température moyenne du mois considéré.

de Martonne et Gottmann ont trouvé ultérieurement (1935) que la moyenne arithmétique de ces deux indices, c'est-à-dire

$$I = \frac{1}{2}\left(P/T+10 + 12\,p/t+10 \right) \quad \ldots\ldots \quad 5$$

soulignait plus exactement les contrastes et mettait davantage en valeur les nuances d'une zone aride. Cette formule a été employée pour calculer et cartographier l'aridité de la terre entière (De Martonne - 1942)

Une étude de la distribution et de la physionomie du tapis végétal de la surface terrestre a conduit Köppen à développer les formules suivantes successivement (1918,1923 et 1928)

$$I = 8P/_{5T + 120} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad 6a$$

$$I = 2P/_{T + 33} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad 6b$$

$$I = P/_{T + 7} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad 6c$$

Ces trois formules sont semblables à celles de Lang et de de Martonne. En effet, toutes les formules de ce type ne sont pas satisfaisantes car l'évaporation n'est pas une fonction linéaire de la température. Or les températures nocturnes, par exemple, interviennent dans l'indice avec la même importance que les températures du jour. Poussé par cette considération Emberger (1930) a défini pour la région méditteranéenne, un quotient pluvio-thermique qui s'écrit :

$$Q = 100\ P/_2 \left(\frac{1}{2} \frac{(T + T)}{(M \quad m)} \frac{(T - T)}{(M \quad m)} \right) \quad \ldots\ldots\ldots \quad 7$$

P = hauteur annuelle des précipitations en mm.,
T_M = moyenne des maxima de température du mois le plus chaud,
et T_m = moyenne des minima de température du mois le plus froid.

Les nombres 100 et 2 ont été ajoutés pour éviter les décimales et simplifier le quotient. Ici, donc, l'évaporation est considérée comme une fonction non seulement de la température moyenne $\frac{1}{2} \frac{(T + T)}{(M \quad m)}$ mais aussi de son amplitude $(T_M - T_m)$.

L'expérience a montré que toutes ces formules donnent une image plus ou moins satisfaisante dans certaines régions; néanmoins à cause de ce simple fait que ces formules empiriques, basées sur des relations non démontrées, manquent la précision et sont même tout à fait inapplicables dans d'autres régions.

Un essai plus rationnel mais encore loin d'être inatta-

quable a été fait par Thornthwaite (1931). Après avoir étudié les données expérimentales de 2I stations du Sud-Ouest des Etats Unis, de l'évaporation pendant les mois d'avril jusqu'à Septembre pour 4 à 12 années, Thornthwaite propose un indice mensuel du type $p/_e$ où p = total de précipitations et e = total d'évaporations d'un mois donné. Mais, au lieu de la mesure directe et expérimentale de e, l'indice $p/_e$ est obtenu par le calcul, en fonction des précipitations p et des températures t mensuelles selon la formule suivante :

$$p/_e = II,5 \; p/_{(t-I0)}^{I0/9} \quad \ldots\ldots\ldots \quad 8$$

où p est exprimé en pouces et t en degrés F.

Dans le système métrique l'équation 8 devient :

$$p/_e = 0,I645 \; p/_{(T+I2,2)}^{I0/9} \quad \ldots\ldots\ldots \quad 9$$

où p est maintenant exprimé en mm et T en °C.
Pour permettre des calculs rapides, Thornthwaite donne aussi des tables et abaques de $p/_e$ en fonction de p et t. La somme de ces I2 indices mensuels multipliée par I0 est appelée l'"indice d'efficacité pluviométrique" (précipitation effectiveness index) et désignée par le symbole P/E; la multiplication par I0 ayant pour but d'éviter les nombres fractionnaires. Finalement donc, on a,

$$P/E = \sum_{I}^{I2} I0 \; p/_e = \sum_{I}^{I2} I,645 \; p/_{(T+I2,2)}^{I0/9} \quad \ldots.I0$$

où p et T sont exprimés comme en 9

Dans une direction légèrement différente, Angstrom (1936) a proposé un indice d'humidité de la forme :

$$K = P/_{I,07}^{T} \quad \ldots\ldots\ldots \; II$$

où P = hauteur annuelle des précipitations

et T = température moyenne annuelle

La forme exponentielle du dénominateur est choisie telle que ce dernier double pour chaque accroissement de température de IO°, en conformité avec la loi de Vant'Hoff. Dix ans plus tard Setzer (1946), à son tour, est arrivé à développer un indice d'humidité qui combine la technique de sommation des valeurs élémentaires mensuelles empruntée à Thornthwaite (cf.Thornthwaite, 1931) au principe d'une fonction à dénominateur exponentiel d'après la loi de Vont'Hoff. Bien qu'ayant été établie indépendamment de celle de Angstrom la formule de Setzer

$$I = \sum_{i=I}^{I2} P_i / I,07^{T_i} \qquad \ldots\ldots\ldots \quad I2$$

combine en fait la technique de Thornthwaite à l'idée directrice de Angstrom.

Or, malgré leurs prétentions, tous les travaux cités ci-dessus n'aboutissent pas à déterminer réellement le pouvoir desséchant d'un climat par une fonction simple de température. Ainsi de nombreux chercheurs ont été encore conduits à emprunter des données d'évaporation physique. En 1933 Isozaki(1933) a préféré préparer une carte de l'indice d'humidité du Japon, cet indice étant simplement le rapport entre la moyenne annuelle des précipitations et celle d'évaporations d'un bassin d'eau, d'après les données recueillies à quelques stations. Aux Etats Unis, Wilson (1936) a proposé son indice d'humidité sous la forme d'un rapport entre la valeur annuelle d'évaporation d'un évaporomètre du type Livingston et celle de précipitation. Il a même établi une carte de cet indice pour l'Etat d'Ohio. Travaillant en Australie du Sud, Trumble (1937), à son tour, a essayé une équation empirique donnant l'évaporation mensuelle

en fonction du moyen du déficit hygrométrique (étant obtenu à partir des données du psychromètre). Mais rien ne sort de tous ces efforts qui puisse être considéré comme une base satisfaisante pour l'évaluation du besoin en eau d'une région.

Il faut attendre 1948 pour voir Thornthwaite (1948) aux Etats Unis et Penman (1948) en Angleterre, franchir un grand pas vers la solution de ce problème compliqué, les deux savants ayant travaillé indépendamment. Les formules de Penman sont essentiellement issues d'une étude physique de l'évaporation d'une nappe d'eau libre en fonction de diverses données météorologiques, telles que celles de température, humidité relative, durée de l'insolation et vitesse du vent. Dans une forme abrégée l'équation principale de Penman s'écrit :

$$E_o = \left(\frac{\Delta}{\gamma} H_o + E_a \right) / \left(\frac{\Delta}{\gamma} + I \right) \qquad \ldots\ldots\ I3$$

où E_o = l'évaporation d'une nappe d'eau libre,

Δ = la pente de la courbe $F(T_a)$ donnant la tension maximum de la vapeur d'eau ou fonction de la température, à la température de l'air, T_a ,

γ = une constante,

H_o = l'énergie solaire reçue à la surface et pouvant servir à l'évaporation de l'eau
(En effet H_o est une fonction de la température de l'air, la durée de l'insolation, et l'humidité relative)

E_a = une fonction de l'humidité relative et de la vitesse du vent.

S'appuyant sur des arguments bien-fondés, Penman arrive à conclure que l'évaporation maximum d'un sol constamment

saturé (couvert de végétation ou non) désignée par le symbole E_T est toujours inférieure à l'évaporation d'une nappe d'eau libre, c'est-à-dire à E_o, exposée aux mêmes conditions météorologiques.

C'est ainsi qu'il propose un coefficient, $f < I$

et l'équation $E_T = f E_o$ I4

pour convertir E_o à E_T (aussi appelée la transpiration potentielle de la végétation).

Cette distinction fondamentale étant établie, nous examinerons en premier lieu la méthode de Thornthwaite(1948), en second, celle de Penman.

---oOo---

1.2 Les Formules de THORNTHWAITE, 1948

Thornthwaite dont les premiers travaux remontent à 1931, qui entre temps n'avait jamais cessé de porter un intérêt très vif dans ce problème, a réussi à développer un nouvel indice d'humidité. Ce travail a été intitulé par son auteur à très juste titre "an approach toward a rational classification of climates". Ici nous trouvons un chef-d'oeuvre qui dépasse de très loin les autres travaux consacrés à ce sujet.

L'article de Thornthwaite de 1948 apporte la notion nouvelle d'"évapotranspiration potentielle". Il définit d'abord le terme "évapotranspiration" comme étant la somme de l'évaporation du sol, de l'évaporation de la surface humide et de la transpiration par la végétation. Mais il est très difficile de mesurer l'évapotranspiration définie à cette manière parce qu'elle varie non seulement en fonction des données climatiques, mais aussi de la nature et des propriétés des surfaces évaporantes et de la quantité d'eau utilisable dans le sol. Ainsi, à l'évapotranspiration réelle, Thornthwaite substitue-t-il l'évapotranspiration potentielle qui est l'évaporation maximum réalisable par un sol, couvert ou non de végétation, dans l'hypothèse d'un ravitaillement continu en eau de ce sol. Thornthwaite propose de voir dans l'évapotranspiration potentielle ainsi définie la meilleure expression numérique du pouvoir desséchant de l'atmosphère.

En effet, elle varie seulement en fonction des données météorologiques et est indépendant de la nature et des propriétés de la surface évaporante ou du sol en-dessous de cette surface. Le problème qui se pose maintenant est suivant : quels sont les éléments météorologiques dont les variations

devraient être considérées dans une formule afin d'évaluer ce "plafond d'évaporation biologique". (I)

D'après Thornthwaite, l'évapotranspiration potentielle dépend :

I° de la température moyenne en tenant compte aussi bien de la nuit que du jour.

2° de la durée de l'insolation (du fait que c'est cette fraction du jour de 24 heures qu'est plus favorable à la transpiration.

A défaut d'une formule qui puisse en tenir compte de ces deux variables simultanément, Thorthwaite essaye tout d'abord d'évaluer une valeur brute d'évapotranspiration potentielle en fonction de la température moyenne seulement, et ensuite cette valeur brute est corrigée grâce à un coëfficient. Le produit ainsi obtenu est en conformité avec lesdits facteurs, c'est-à-dire la température moyenne et la durée de l'insolation.

Or, la mention "moyenne" dans la discussion précédente implique le choix d'une période de base, et on se demande:

(I) Voir la référence (Péguy 1954), p. 70. Il est intéressant de noter la suggestion de Péguy du terme "plafond d'évaporation" au lieu de l'évapotranspiration potentielle. En anglais il a l'équivalent "ceiling evaporation". Sous la lumière des travaux de Penman (c.f.l'équation I4) on peut encore suggérer de la considération de ce terme légèrement modifié "plafond d'évaporation biologique" au moment des choix des termes techniques définitifs rencontrés dans ce sujet.

quelle est la période la plus courte pour laquelle une formule quelconque de ce type puisse être valable ? Sera-t-elle un jour, une semaine, un mois ou encore quoi? D'après Thornthwaite, c'est le mois qui paraît le plus pratique car il n'est ni trop long (pour qu'il n'empêche pas l'éclaircissement des nuances saisonnières) ni trop court (pour qu'il ne condamne pas la formule telle qu'il envisageait de n'être plus valable pour une durée aussi courte). Ainsi la formule de Thornthwaite et toute la discussion qui suit sont toujours faites à partir des durées élémentaires d'un mois. On doit d'ailleurs noter que les mois ne contiennent pas un nombre de jours égaux. Aussi Thornthwaite prend-il un mois fictif de 30 jours qui subira ultérieurement une correction selon la longueur réelle du mois.

Revenant à l'évaluation de la valeur brute de l'évapotranspiration potentielle, Thornthwaite suppose, pour le mois fictif de 30 jours et de 12 heures de durée de l'insolation par jour, une loi de la forme :

$$e = c\, t^{a} \qquad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad I5$$

où e = évapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée

t = température moyenne mensuelle

et "c" et "a" des constantes ayant des valeurs en fonction du régime thermique de la station donnée, c'est-à-dire en fonction des températures et ses variations au cours de l'année à la station donnée.

La pièce maitresse du travail de Thornthwaite de 1948 revient à son traitement de ces constantes "c" et "a" et finalement à l'élaboration d'une manière simple d'effectuer les calculs. S'appuyant le choix de ces constantes sur les données

du déficit d'écoulement de plusieurs bassins américains et sur d'autres données expérimentales d'évaporation, Thornthwaite introduit quelques expressions auxiliaires. D'abord il se sert d'un intermédiaire, l'indice thermique I qu'est la somme de I2 indices mensuels dérivés de la formule :

$$I = \sum_{n=I}^{I2} i_n = \sum_{n=I}^{I2} (t_{n/5})^{I,5I4} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad I6$$

Cet indice est d'autant plus grand que la température moyenne mensuelle est plus élevée.

D'après Thornthwaite "a" est une fonction cubique de cet indice thermique, I :

$$a = 0,49239 + 0,0I792\ I - 0,000077I\ \ I^2 + 0,000000675\ I^3 \quad \ldots I7$$

tandis que "c" s'évalue à la formule suivante:

$$c = I,6\ \ (I0/_I)^a \quad \ldots\ldots\ldots\ldots I8$$

On peut dès lors calculer la valeur brute d'évapotranspiration potentielle du mois fictif avec les formules I5, I6, I7 et I8. Cette valeur brute, comme indiquée ci-dessus, aura dû être corrigée avec le coefficient dérivé à la manière suivante :

La variation de la durée de l'insolation à la station donnée ne dépend qu'à sa latitude ϕ et la date, c'est à-dire à la déclinaison du soleil, δ . Exprimant la durée en angles cette équation s'écrit : (I5° = I heure)

$$\text{La durée} = 2 \cos^{-I} \sin \delta \sin \phi / \cos \delta \cos \phi \quad \ldots\ldots I9$$

D'après cette équation on peut facilement calculer la durée de l'insolation jour par jour d'un mois réel et déterminer sa valeur moyenne pour ce mois ou encore le rapport

entre la valeur moyenne mensuelle de la durée de l'insolation et la durée fictive de 12 heures.

En effet, Thornthwaite a combiné dans un même coefficient la correction dûe à la variation de la durée de l'insolation et au nombre inégal des jours du mois. Il faudra donc multiplier le rapport obtenu à l'aide d'équation I9 par le rapport entre le nombre des jours du mois réel et le nombre fictif de 30 jours,

Les produits, ainsi calculés mois par mois, constituent les coefficients mensuels de correction à appliquer aux valeurs brutes d'évapotranspirations potentielles pour obtenir les valeurs définitives de l'évapotranspiration potentielle.

Or, la manière des calculs que nous avons décrit ici paraît très embarrassante à l'esprit. Thornthwaite d'ailleurs a développé aussi un procédé simple et pratique basé sur ces équations et ce n'est pas la peine de faire des calculs à partir de ces équations elles-mêmes.

Nous nous proposons de consacrer le chapitre suivant à cette technique pratique.

---oOo---

1.3 Calculs du besoin en eau de la végétation

Il ne sera pas inutile de rappeler ici au lecteur non familiarisé avec ces techniques, comment on conduit les calculs dans la pratique. Les données nécessaires se composent des températures moyennes mensuelles et de la latitude de la station (ou la latitude moyenne de la région) à l'étude.

Tout d'abord on détermine l'indice thermique I à l'aide du tableau I (cet indice n'est que la somme de I2 indices mensuels pouvant être tirés directement de ce tableau) Ensuite, grâce au remplacement de la formule embarrassante

$$e = 1{,}6\,(10t/I)^{0{,}49239 + 0{,}01792\,I - 0{,}0000771\,I^2 + 0{,}000000675\,I^3}$$

par un abaque très simple (figure I) on trouve facilement l'évapotranspiration potentielle mensuelle en fonction de la température moyenne mensuelle, t et de la variable auxiliaire c'est-à-dire l'indice thermique, I.

Après avoir tiré la valeur mensuelle de "e" il ne reste qu'à multiplier cette valeur par le coëfficient de correction (tableau II). Voici le résumé de l'ordre des opérations :

I° Prendre la série des températures moyennes mensuelles de I2 mois à la station (ou dans la région).

2° Déterminer à l'aide du tableau I les I2 indices mensuels, i. Par exemple pour t = I3,I i = 4,30

3° Faire la somme des I2 indices, i. C'est l'indice thermique, I de la station (ou de la région).

4° Le moment est venu de se reporter alors à l'abaque (figure I) où l'on voit les températures moyennes mensuelles sur l'axe vertical et les valeurs calculées de l'évapotranspiration potentielle sur l'axe horizontal, ces deux axes étant graddés en échelles logarithmiques.

L'évapotranspiration potentielle n'est pas liée aux moyennes de températures par une relation linéaire : la relation à utiliser pour chaque cas particulier est fonction de l'indice thermique I qui a été déjà calculé.

Tableau I. Indice mensuel, i en fonction de température moyenne mensuelle, t : $i = (t/5)^{1,514}$

t_{oc}	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0;04	0,05	0,06	0;07
1	0,09	0,10	0,12	0,13	0,15	0,16	0,18	0,20	0,21	0,23
2	0,25	0,27	0,29	0,31	0,33	0,35	0,37	0,39	0,42	0,44
3	0,46	0,48	0,51	0,53	0,56	0,58	0,61	0,63	0,66	0,69
4	0,71	0,74	0,77	0,80	0,82	0,85	0,88	0,91	0,94	0,97
5	1,00	1,03	1,06	1,09	1,12	1,16	1,19	1,22	1,25	1,29
6	1,32	1,35	1,39	1,42	1,45	1,49	1,52	1,56	1,59	1,63
7	1,66	1,70	1,74	1,77	1,81	1,85	1,89	1,92	1,96	2,00
8	2,04	2,08	2,12	2,15	2,19	2,23	2,27	2,31	2,35	2,39
9	2,44	2,48	2,52	2,56	2,60	2,64	2,69	2,73	2,77	2,81
10	2,86	2,90	2,94	2,99	3,03	3,08	3,12	3,16	3,21	3,25
11	3,30	3,34	3,39	3,44	3,48	3,53	3,58	3,62	3,67	3,72
12	3,76	3,81	3,86	3,91	3,96	4,00	4,05	4,10	4,15	4,20
13	4,25	4,30	4,35	4,40	4,45	4,50	4,55	4,60	4,65	4,70
14	4,75	4,81	4,86	4,91	4,96	5,01	5,07	5,12	5,17	5,22
15	5,28	5,33	5,38	5,44	5,49	5,55	5,60	5,65	5,71	5,76
16	5,82	5,87	5,93	5,98	6,04	6,10	6,15	6,21	6,26	6,32
17	6,38	6,44	6,49	6,55	6,61	6,66	6,72	6,78	6,84	6,90
18	6,95	7,01	7,07	7,13	7,19	7,25	7,31	7,37	7,43	7,49

Tableau I (suite)

19	7,55	7,61	7,67	7,73	7,79	7,85	7,91	7,97	8,03	8,10
20	8,16	8,22	8,28	8,34	8,41	8,47	8,53	8,59	8,66	8,72
21	8,78	8,85	8,91	8,97	9,04	9,10	9,17	9,23	9,29	9,36
22	9,42	9,49	9,55	9,62	9,68	9,75	9,82	9,88	9,95	10,01
23	10,08	10,15	10,21	10,28	10,35	10,41	10,48	10,55	10,62	10,68
24	10,75	10,82	10,89	10,95	11,02	11,09	11,16	11,23	11,30	11,37
25	11,44	11,50	11,57	11,64	11,71	11,78	11,85	11,92	11,99	12,06
26	12,13	12,21	12,28	12,35	12,42	12,49	12,56	12,63	12,70	12,78
27	12,85	12,92	12,99	13,07	13,14	13,21	13,28	13,36	13,43	13,50
28	13,58	13,65	13,72	13,80	13,87	13,94	14,02	14,09	14,17	14,24
29	14,32	14,39	14,47	14,54	14,62	14,69	14,77	14,84	14,92	14,99
30	15,07	15,15	15,22	15,30	15,38	15,45	15,53	15,61	15,68	15,76
31	15,84	15,92	15,99	16,07	16,15	16,23	16,30	16,38	16,46	16,54
32	16,62	16,70	16,78	16,85	16,93	17,01	17,09	17,17	17,25	17,33
33	17,41	17,49	17,57	17,65	17,73	17,81	17,89	17,97	18,05	18,13
34	18,22	18,30	18,38	18,46	18,54	18,62	18,70	18,79	18,87	18,95
35	19,03	19,11	19,20	19,28	19,36	19,45	19,53	19,61	19,69	19,78
36	19,86	19,95	20,03	20,11	20,20	20,28	20,36	20,45	20,53	20,62
37	20,70	20,79	20,87	20;96	21,04	21,13	21,21	21,30	21,38	21,47
38	21,56	21,64	21,73	21,81	21,90	21,99	22,07	22,16	22,25	22,33
39	22,42	22,51	22,59	22,68	22,77	22,86	22,95	23,03	23,12	23,21
40	23,30									

Tableau II. Coefficient de correction en fonction de latitude, ø

ø	Janv	Févr	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct.	Nov.	Déc.	ø
20	0,95	0,90	1,03	1,05	1,13	1,11	1,14	1,11	1,02	1,00	0,93	0,94	20
21	0,95	0,90	1,03	1,05	1,13	1,12	1,14	1,11	1,02	1,00	0,93	0,94	21
22	0,94	0,90	1,03	1,05	1,13	1,12	1,15	1,11	1,02	0,99	0,93	0,93	22
23	0,94	0,89	1,03	1,06	1,14	1,13	1,15	1,11	1,02	0,99	0,92	0,93	23
24	0,93	0,89	1,03	1,06	1,14	1,14	1,16	1,12	1,02	0,99	0,92	0,92	24
25	0,93	0,89	1,03	1,06	1,15	1,14	1,17	1,12	1,02	0,99	0,91	0,91	25
26	0,92	0,88	1,03	1,06	1,15	1,15	1,17	1,12	1,02	0,99	0,91	0,91	26
27	0,92	0,88	1,03	1,07	1,16	1,15	1,18	1,13	1,02	0,99	0,90	0,90	27
28	0,91	0,88	1,03	1,07	1,16	1,16	1,18	1,13	1,02	0,98	0,90	0,90	28
29	0,91	0,87	1,03	1,07	1,17	1,16	1,19	1,13	1,03	0,98	0,90	0,89	29
30	0,90	0,87	1,03	1,08	1,18	1,17	1,20	1,14	1,03	0,98	0,89	0,88	30
31	0,90	0,87	1,03	1,08	1,18	1,18	1,20	1,14	1,03	0,98	0,89	0,88	31
32	0,89	0,86	1,03	1,08	1,19	1,19	1,21	1,15	1,03	0,98	0,88	0,87	32
33	0,88	0,86	1,03	1,09	1,19	1,20	1,22	1,15	1,03	0,97	0,88	0,86	33
34	0,88	0,85	1,03	1,09	1,20	1,20	1,22	1,16	1,03	0,97	0,87	0,86	34
35	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85	35
36	0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84	36

Tableau III - Evapotranspiration potentielle non-corrigée pour température

Supérieure à 26°5

t	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	t
26						135,0	135,9	136,8	137,7	138,6	26
27	139,5	140,4	141,3	142,1	142,9	143,7	144,6	145,4	146,2	147,0	27
28	147,8	148,6	149,4	150,2	151,0	151,7	152,4	153,2	154,0	154,7	28
29	155,4	156,1	156,8	157,5	158,2	158,9	159,6	160,3	160,9	161,5	29
30	162,1	162,8	163,4	164,0	164,6	165,2	165,8	166,4	167,0	167,5	30
31	168,0	168,6	169,2	169,7	170,2	170,7	171,2	171,7	172,2	172,7	31
32	173,1	173,5	174,0	174,5	174,9	175,3	175,7	176,1	176,5	176,9	32
33	177,2	177,5	177,9	178,3	178,7	179,0	179,3	179,6	179,9	180,3	33
34	180,5	180,8	181,1	181,4	181,6	181,8	182,0	182,3	182,5	182,7	34
35	182,9	I83,1	183,3	183,5	183,6	183,7	183,8	184,0	184,1	184,2	35
36	184,3	184,4	184,5	184,6	184,7	184,7	184,8	184,8	184,8	184,9	36
37	184,9	184,9	184,9	184,9	185,0	185,0	185,0	185,0	185,0	185,0	37
38	185,0										

Tableau IV - Calculs d'évapotranspiration potentielle (besoin en eau de la végétation)

à M U L T A N (Pakistan Occidental)

latitude = 30°12 N

altitude = 128 mètres

	Janv	Févr	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Température moyenne mensuelle	13,1	15,4	22,0	28,3	33,0	34,9	33,7	32,4	31,1	25,9	19,5	14,3	
Indices mensuels et leur somme l'indice thermique, I	4,30	5,49	9,42	13,80	17,41	18,95	17,97	16,93	15,92	12,06	7,85	4,91	145,01
Evapotranspiration potentielle non-corrigée	11,2	20,0	70,0	150,2	177,2	182,7	179,6	174,9	168,6	126,0	46,0	14,4	
Coefficient de correction à appliquer	0,90	0,87	1,03	1,08	1,18	1,17	1,20	1,14	1,03	0,98	0,89	0,88	
Evapotranspiration potentielle	10	17	72	162	209	214	216	199	174	123	41	13	1.450

On remarque en effet sur l'abaque (i) une échelle de l'indice thermique I qui est la parallèle à l'axe de température menée par le point I6 mm de l'axe d'évapotranspiration potentielle non-corrigée.

(ii) un point de convergence P qui correspond à la température de 26°5 et à l'évapotranspiration potentielle non-corrigée de I35 mm.

La construction est telle que toute droite passant par un point donné, I de l'échelle I et le point P constitue précisément pour ° tous les points du globe où $I = I_o$ la fonction cherchée liant l'évapotranspiration potentielle aux températures moyennes mensuelles.

5° Lire le long de la droite les valeurs mensuelles d'évapotranspiration potentielle non-corrigée qui correspondent celles des températures moyennes.
Par exemple dans la figure I on lit e = II,2 mm pour t = I3,I. On détermine ainsi les valeurs pour les I2 mois de l'année.

6° Dans le cas $t > 26°5$ ni l'abaque ni la formule n'est plus utilisable et on les remplace par le tableau III qui en donne directement l'évapotranspiration potentielle en fonction de température moyenne mensuelle.

7° Tirer les coefficients de correction (pour chaque mois) à l'aide du tableau II selon la latitude de la station (ou la latitude moyenne de la région). Multiplier les valeurs mensuelles d'évapotranspiration potentielle non-corrigée par le coefficient de correction du mois. La somme de ces produits est l'évapotranspiration potentielle annuelle à la station (ou dans la région).

Nous avons appliqué la méthode d'investigations de Thornthwaite à diverses stations du Pakistan occidental. Notre tableau IV donne, par exemple, le détail du calcul des besoins en eau pour Multan. Il s'agit là, notons-le, d'une station hyperaride, ce qui donnera un "bilan de l'eau" étudié au chapitre suivant (tableau V) certains aspects nettement originaux. Pour d'autres stations étudiées (Quette, tableau VI). Nous verrons ce bilan se présenter dans des formes correspondant davantage à la généralité de cas.

I.4 Bilan moyen annuel de l'eau du sol

Nous avons souligné dans le chapitre précédent que les formules de Thornthwaite sont employées dans la pratique pour évaluer le besoin en eau de la végétation. C'est ainsi qu'on trouve dans le tableau IV la variation de l'évapotranspiration potentielle à Multan de IO mm pendant le mois de Janvier à 2I6 mm en juillet. Supposant que ces valeurs représentent le besoin véritable en eau mois par mois, nous pouvons maintenant les comparer avec les apports par les précipitations et essayer de dresser un bilan.

Le problème est maintenant de déterminer la "consommation" de cette eau de pluie une fois qu'elle est tombée sur une surface terrestre, couverte de végétation ou non. En dehors de la fraction qui s'évapore sur-le-champ il y en a deux modes principaux d'une telle consommation, à savoir : l'infiltration et l'écoulement. Les facteurs qui gouvernent l'infiltration sont le type et l'orientation de la surface réceptrice de la précipitation, les propriétés et l'état hygrométrique du sol au moment de la pluie, l'intensité enfin et la durée de la précipitation. Ce qui subsiste des précipitations, déduction faite de l'évaporation immédiate et de l'infiltration constitue l'écoulement. Mais ni l'infiltration ni l'écoulement ne protègent d'ailleurs l'eau d'une évaporation subséquente. En effet, l'eau qui s'écoule continue à subir une perte importante par évaporation, et même par l'infiltration, dans sa course. D'autre part, l'eau qui s'infiltre dans le sol est toujours disponible pour l'évaporation par l'intermédiaire de la végétation partout où cette dernière existe. La "capacité de rétention" du sol dépend de ses propriétés physiques et mécaniques; et dans les régions humides surtout, il

peut arriver de temps en temps que l'eau infiltrée excède cette capacité. Dans ce cas, l'excédent est disponible pour l'écoulement souterrain ou même pour recharger la nappe phréatique. En revanche, tant que le sol au-dessus de la nappe phréatique n'atteint pas la saturation de la capacité de rétention, il n'y a pas de possibilité de recharge de cette nappe. C'est ainsi que les précipitations isolées s'épuisent presque toujours bien avant qu'elles puissent toucher la nappe phréatique, et c'est seulement par les temps pluvieux persistant assez longtemps que le problème de recharge de la nappe phréatique peut se poser. D'ailleurs ce problème n'existe guère pour les régions arides. Aussi, l'écoulement superficiel et l'écoulement souterrain peuvent être considérés comme le même article d'un bilan et appelés simplement l'écoulement.

La discussion précédente nous permet de tirer les conclusions suivantes :

I° les facteurs dont un bilan de l'eau du sol devrait tenir compte sont (i) l'évapotranspiration réelle(ii) l'infiltration et (iii) l'écoulement.

2° normalement dans les régions sèches, le problème de la recharge de la nappe phréatique ne se pose pas. Dans d'autres régions c'est seulement par le temps pluvieux persistant qu'il peut devenir nécessaire de considérer dans le bilan cette recharge.

La méthode de Thornthwaite pour l'étude du bilan de l'eau du sol implique les postulats suivants : (P= Précipitations; E_p = Evapotranspiration potentielle; E_r = Evapotranspiration réelle)

I° Pour $P - E_p \geqslant o$, $E_r = E_p$ et la différence $(P-E_p)$ est disponible en premier lieu pour saturer le sol et ensuite, s'il le faut, pour favoriser l'écoulement;

2° Dans le cas $P - E_p \gg o$ la quantité d'eau susceptible d'être emmagasinée dans le sol peut atteindre une valeur de 100 mm,(on se résigne à adopter cette valeur qui paraît correspondre à une situation moyenne).

3° Pour $P - E_p < o$ toute l'eau de la pluie est éventuellement dépensée comme E_r, et il ne reste plus pour accroitre la réserve d'eau du sol (c'est-à-dire, à la fin de compte l'eau de l'infiltration soit comme nulle) ouupour l'écoulement.

4° Dans le cas précédent, le déficit $(P-E_p)$ peut être satisfait entièrement ou partiellement par la réserve d'eau du sol si elle existe au moment du déficit.

5° La recharge de la nappe phréatique, même là où elle intervient, est négligeable par rapport aux autres articles du bilan.

De ces postulats, celui qui est le plus critiquable apparemment, est l'emploi de la valeur 100 mm comme la quantité maximum susceptible d'être emmagasinée dans le sol. Pour le moment, nous nous proposons de l'accepter sans réserve mais nous aurons l'occasion de revenir plus tard là-dessus.

D'après ces postulats, le bilan de l'eau du sol à Multan (128 mètres d'altitude) se fait comme en tableau V (figure 2), bien entendu le bilan se décomposant toujours en une série de calculs mensuels. Notons tout de suite qu'on

Tableau V - Calculs des éléments moyens mensuels du bilan de l'eau du sol

à M U L T A N (Pakistan Occidental)

latitude = 30°I2 N
altitude = 128 mètres

	Janv	Févr	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Evapotranspiration potentielle E_p	10	17	72	162	209	214	216	199	174	123	41	13	1.450
Précipitation, P	10	9	11	7	10	11	56	42	15	2	1	7	181
P P - E_p	0	-8	-61	-155	-199	-203	-160	-157	-159	-121	-40	- 6	-1.269
Variation de la réserve d'eau du sol	0	0	0	0	00	0	0	0	0	0	0	0	
Réserve d'eau utile à la végétation	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Déficience d'alimentation des plantes, d	0	8	61	155	199	203	160	157	159	121	40	6	d=1269
Excédent, s	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	s= 0
Ecoulement souterrain	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Evapotranspiration réelle, E_r	10	9	11	7	10	11	56	42	15	2	1	7	181

Tableau VI - Calculs des éléments moyens mensuels du bilan de l'eau du sol

à Q U E T T A (Pakistan Occidental)

latitude = 30°12 N

altitude = 1677 mètres

	Janv	Févr	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc.	Année
Evapotranspiration potentielle, E_p	6	10	37	66	103	131	144	132	85	46	21	11	792
Précipitation, P	48	54	46	27	11	5	12	13	3	2	10	25	256
E_p $P - E_p$	+42	+44	+9	-39	-92	-126	-132	-119	-82	-44	-11	+14	-536
Variation de la réserve d'eau du sol	+42	+44	0	-39	-61	0	0	0	0	0	0	+14	
Réserve d'eau utile à la végétation	56	100	100	61	0	0	0	0	0	0	0	14	
Déficience d'alimentation des plantes, d	0	0	0	0	31	126	132	119	82	44	11	0	d=545
Excédent, s	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	s= 9
Ecoulement souterrain	0	0	5	3	1	0	0	0	0	0	0	0	9
Evapotranspiration réelle, E_r	6	10	37	66	72	5	12	13	3	2	10	11	247

n'observe jamais à Multan le cas $P - E_p > o$. C'est donc, qu'il il n'y a jamais ici aucune réserve d'eau dans le sol, ni aucun excès d'eau disponible pour l'écoulement. C'est une station typiquement aride, le déficit total de l'année s'élevant jusqu'à 1.269 mm contre un apport total de 181 mm seulement.

Le tableau VI (figure 3) présente le bilan de l'eau du sol à Quetta situé, à peu près, à la même latitude mais à 1.677 mètres d'altitude, ce qui fait que E_p est beaucoup moins grand qu'à Multan. D'autre part cette station reçoit des précipitations hivernales importantes, condition très favorable à la formation de la réserve d'eau. On a $P-E_p > o$ pendant les mois de Décembre à Mars, ce qui permet non seulement la formation de la réserve d'eau conventionnelle de 100 mm, mais aussi à la fin de cette période, l'existence d'une petite quantité d'eau disponible pour l'écoulement. Mais, dans les mois suivants, le besoin en eau dépasse vite les apports. C'est ainsi que déjà en Mai la réserve s'épuise complètement et la sécheresse commence. Le déficit atteint une valeur cumulée de 545 mm à la fin de Novembre, c'est-à-dire au commencement de la saison humide.

Quant à l'excédent d'eau disponible pour l'écoulement chaque mois, Thornthwaite suppose que la moitié seulement de celui-ci est entraînée dans le courant de ce mois, l'autre moitié étant retenue dans le sol jusqu'au mois suivant. Cette question est d'une grande importance dans les petits bassins humides. Toutefois pour les régions arides comme l'est la grande partie du Pakistan occidental, on peut éliminer l'étude critique de cette hypothèse. Rappelons de plus que l'objet de ce chapitre est d'étudier l'aridité du Pakistan

occidental d'après la méthode de Thornthwaite telle qu'elle est.

On note enfin dans ces tableaux que l'évapotranspiration réelle à Multan n'est pas et ne peut être plus grande que 181 mm (valeur des précipitations) tandis qu'à Quetta elle est 247 mm sur 256 mm de la précipitation annuelle, la différence de 9 mm étant disponible pour l'écoulement. En passant, notons que le déficit annuel, d et l'excédent annuel, s sont liés avec P, E_p et E_r par les équations simples:

$$d = E_p - E_r \qquad \ldots\ldots\ldots 20\ a$$

$$s = P - E_r \qquad \ldots\ldots\ldots 20\ b$$

Si l'on écrit l'équation 20 b comme $P = s + E_r$ et qu'on la compare à l'équation du bilan hydrologique $P=Q+D+\Delta R$, qui relie la pluie P au débit Q et au déficit d'écoulement D, compte tenu de la variation ΔR de la réserve (cette dernière étant nulle dans le cas d'un bilan moyen), on remarque immédiatement que l'évapotranspiration réelle E_r n'est pas autre chose que le déficit d'écoulement des hyrologues puisque le débit Q représente les excédents S.

---oOo---

I. 5 Les quatres critères de classification climatologique.

Rappelons comment les données obtenues dans le chapitre précédent conduisent à développer les quatre critères de classification des climats établis par Thornthwaite. Il définit d'abord le "rapport d'humidité " I_h et le "rapport d'aridité" I_a qui ont pour expressions :

$$I_h = 100 \quad S/E_p \qquad \ldots\ldots\ldots 2I\ a$$

$$I_a = 100 \quad d/E_p \qquad \ldots\ldots\ldots 2I\ b$$

Un "indice global d'humidité" I_m est ensuite défini qui combine les deux rapports I_h et I_a dans la forme suivante :

$$I_m = I_h - 0{,}6\ I_a$$

soit $I_m = (100\ S - 60\ d)\ /E_p \qquad \ldots\ldots\ldots 22$

d'après Thornthwaite un excédent de 6mm d'eau dans une certaine saison pourrait suffir à balancer l'effet éventuel d'un manque d'eau équivalent à 100mm dans la saison suivante, d'où moins de poids au rapport d'aridité dans cette équation.

En prenant pour échelle une gamme de valeurs diminuant de 20% en 20%, Thornthwaite a pu, selon les valeurs de cet indice global, définir 9 types climatiques (tableau VII) allant du type perhumide A (indice global supérieur à 100) au type aride E (indice global compris entre -60 et -40)

Le second critère exprime le régime thermique du climat. On peut choisir entre l'indice thermique I et l'évapotranspiration potentielle E_p elle même pour but de désigner ce régime numériquement. Thornthwaite a trouvé que l'évapotranspiration potentielle était la meilleure expres-

Tableau VII Indice global d'humidité

Indice global d'humidité	Symbole	Type de climat
supérieur à 100	A	Perhumide
entre 80 et 100	B_4	Quatrième humide
entre 60 et 80	B_3	Troisième humide
entre 40 et 60	B_2	Deuxième humide
entre 20 et 40	B_1	Première humide
entre 0 et 20	C_2	Type de transition(à influence humide)
entre -20 et 0	C_1	Type de transition(à influence aride)
entre -40 et -20	D	Semi-aride
entre -60 et -40	E	Aride

Tableau VIII : Efficacité thermique moyenne annuelle

Indice d'efficacité thermique(E_p en mm.)	Symbole	Type de climat
supérieur à 1.140	A'	Mégathermal
entre 997 et 1.140	B_4'	Quatrième mésothermal
entre 855 et 997	B_3'	Troisième mésothermal
entre 712 et 855	B_2'	Deuxième mésothermal
entre 570 et 712	B_1'	Premier mésothermal
entre 427 et 570	C_2'	Deuxième microthermal
entre 285 et 427	C_1'	Premier microthermal
entre 142 et 285	D'	Climat de toundra
inférieur à 142	E'	Climat de gel

Tableau IX : Variation saisonnière de l'humidité efficace

Symbole	Climats humides (A, B_4, B_3, B_2, B_1 et C_2	Climats arides (C_1, D et E)
r	peu ou pas de déficit en quelque saison que ce soit (rapport d'aridité $<$ 16,7)	
d		peu ou pas d'excédent en quelque saison que ce soit (rapport d'humidité $<$ 10,0)
s	déficit estival modéré (rapport d'aridité entre 16,7 et 33,3)	excédent hivernal modéré (rapport d'humidité entre 10,0 et 20,0)
w	déficit hivernal modéré (rapport d'aridité entre 16,7 et 33,3)	excédent estival modéré (rapport d'humidité entre 10,0 et 20,0)
s_2	grand déficit estival (rapport d'aridité $>$ 33,3)	grand excédent hivernal (rapport d'humidité $>$ 20,0)
w_2	grand déficit hivernal (rapport d'aridité $>$ 33,3)	grand excédent estival (rapport d'humidité $>$ 20,0)

Tableau X : Concentration estivale de l'efficacité thermique

Symbole	Valeur du rapport: 100 (E_p des 3 mois d'été)/E_p annuelle
a'	inférieur à 48,0
b_4'	entre 48,0 et 51,9
b_3'	entre 51,9 et 56,3
b_2'	entre 56,3 et 61,6
b_1'	entre 61,6 et 68,0
r_2'	entre 68,0 et 76,3
C_1'	entre 76,3 et 88,0
d'	supérieur à 88,0

sion d' "efficacité thermique moyenne annuelle" du climat. De ce point de vue, on a encore 9 types climatiques (tableau VIII) allant du climat mégathermal (E_p > I.I40 mm) au climat du gel (E_p < I42 mm) .

Après avoir tenu compte de l'humidité et de la température sur le plan global, le troisième critère veut marquer le trait dominant de la "variation saisonnière de l'humidité efficace". Pour cela on détermine dix classes : cinq pour les climats humides (indice global d'humidité positive), en considérant la valeur du rapport d'aridité en même temps que l'importance du déficit, et, éventuellement la saison pendant laquelle se présente ce dernier; cinq pour les climats secs (indice global d'humidité négative), en considérant au contraire la valeur du rapport d'humidité, l'importance de l'excédent et la saison pendant laquelle se présente cet excédent (tableau IX).

Enfin, le quatrième critère exprime la "concentration estivale de l'efficacité thermique", et selon les valeurs du rapport du total de l'évapotranspiration potentielle des trois mois les plus chauds au total annuel, Thornthwaite a proposé une répartition en huit classes (tableau X).

Ainsi ces quatre critères permettent de caractériser le climat d'une station (ou d'une région) par un symbole comportant quatre lettres, celui qui correspond aux conditions de Multan : E A'd a' se déchiffre comme suit :

E = climat aride (indice global d'humidité compris entre -60 et -40)

A' = climat mégathermal (évapotranspiration potentielle supérieure à I.I40 mm)

d = excédent de l'eau en quelque saison que se soit faible (rapport d'humidité inférieur à I0,0)

a' = concentration estivale de l'efficacité thermique inférieure à 48,0 % .

---oOo---

I.6 L'aridité du Pakistan Occidental d'après Thornthwaite, 1948.

Dans les chapitres précédents, nous nous sommes consacrés à une étude détaillée de la méthode de Thornthwaite. Il est temps maintenant d'appliquer cette méthode aux données du Pakistan occidental. À cette fin, nous avons employé les données de 159 stations dont 107 se trouvent au Pakistan occidental, 3 en Kashmir et 49 dans les régions limitrophes de l'Union Indienne (Planche I). Les données de précipitation moyenne mensuelle qui nous ont été aimablement communiquées par la Bibliothèque de la Météorologie Nationale de Paris, sont des moyennes de 1875 à 1902; tandis que celles de température moyenne mensuelle, également communiquées par ladite Bibliothèque, n'en étaient disponibles que pour 31 stations seulement pour la même période. Nous avons donc tiré les données de température pour le reste des stations à partir de "Climatological Atlas of India, 1906".

On remarque d'après la planche I qu'une grande partie du Baluchistan n'est pas couverte par les données disponibles ainsi que les régions montagneuses du nord-ouest. Toutefois, la presque totalité des régions économiquement importantes (y compris les régions ou les projets d'irrigation sont en cours) est plus ou moins inclue dans notre étude (c.f.planche II). L'effet fâcheux du nombre insuffisant de stations d'observations dans le sud-est du pays se trouve réduit grâce à l'utilisation des données fournies par un nombre important de stations des régions limitrophes de l'Union Indienne. On pouvait évidemment souhaiter de faire cette étude à partir des données d'une période plus longue et pour un nombre

de stations encore plus grand. Malgré cela, les données disponibles nous ont paru le minimum nécessaire de nous permettre de tenter une étude d'aridité du Pakistan Occidental d'après la méthode de Thornthwaite, 1948.

Le besoin en eau ("Wates need")

Notre planche III présente le besoin en eau de la végétation, au Pakistan occidental. Avant d'examiner cette planche, jetons un regard rapide sur le relief d'ensemble du pays. Le nord c'est-à-dire le Kashmir, le Chitral, le Dir et le Swat est entouré d'un système immense de remparts et de fossés qui constituent les chaînes de l'Himalaya, de l'Hindukush et du Karakorum, les plus hautes montagnes du monde. Au nord-ouest, on trouve des chaînes plissées de la même époque que l'Himalaya, mais bien moins complexes et surtout beaucoup moins élevées. Elles s'étendent en guirlandes d'arcs, tels les Monts-Suleiman et la Salt Range sur les confins indo-iraniens, rattachés à leursextrémités, et séparés par les dépressions où le réseau hydrographique ne trouve pas d'écoulement vers l'extérieur. Ce sont des montagnes plissées, des terrains gréseux et calcaires soumis à forte érosion. A l'ouest, la dépression du Baluchistan occupée par un désert sableux et un chott, le Hamun-i-Machkel et fermée par des chaînes au climat froid et très arides. Tout le reste, c'est-à-dire la plaine de l'Indus, est constituée par une fosse tectonique entre le massif du Deccan et l'Himalaya, rembalayée par des alluvions apportées par les rivières venant de l'Himalaya. Toute la plaine de l'amont, le Punjab présente un paysage monotone aux pentes à peine perceptibles, coupé seulement par les lits des rivières et couvert d'alluvions anciennes. Quant au delta de l'Indus, le

Sind, il est parcouru par de nombreux bras de fleuve qui changent peu à peu de place, creusent des vallées allongées, tortueuses, ramifiées en défluents, et apportent des alluvions récentes, qu'ils déposent surtout dans la partie aval du delta. Le Pakistan occidental est ainsi composé de plaines au sol théoriquement fertile, puisque fait d'alluvions. C'est le climat donc qui joue un rôle décisif déterminant les conditions d'utilisation du sol par l'agriculture.

Voyons maintenant la distribution loacale de ce besoin en eau de la végétation à travers le pays. Tout d'abord la région qui atteint les valeurs les plus élevées se situe au sud-est du pays : 1500 à 1550 mm par an - chiffre considérable. Cette région, en effet, est la continuation de la zone aride de l'ouest de l'Union Indienne (le Rajasthan, le Cutch et le Saurashtra). La plupart de la Division de Bahawalpur et une partie des Districts de Multan, Muzaffargarh, Dera Ghazi Khan et de la Division de Sukker ainsi que la région entre l'Indus et la Kirthar Range ont le besoin annuel compris entre 1450 mm et 1500 mm. Dans le District de Montgomery et une partie des Districts de Multan, Lyallpur, Jhang, Muzaffargarh, Mianwali et de Dera Ghazi Khan ainsi que dans la plaine de Kachchi, le besoin en eau de la végétation atteint une valeur entre 1400 mm et 1450 mm . A l'exception de la bande sub-montagneuse de l'Himalaya et la Salt Range, c'est-à-dire les Districts de Sialkot, Gujrat, Jhelum, Rawalpindi et de Attock, dans le reste de Punjab et au District de Dera Ismail Khan, le besoin annuel est de l'ordre de 1350-1400 mm. tandis qu'à cette bande sub-montagneuse, il est généralement compris entre 1300 et 1350 mm. par an. Cette valeur, toutefois, cesse d'être exacte pour des stations plus

hautes que 300 mètres pour la bonne raison de la baisse considérable de températures ambientes diminuant par conséquent le besoin en eau de la végétation.

Au nord-ouest dans la vallée de Peshawar (altitude= 350 mètres) le besoin est de l'ordre de 1250 mm et cette valeur ne change pas beaucoup dans la vallée de Kohat (à l'altitude = 500 mètres) mais plus loin encore au Sud dans la plaine de Bannu (=350 mètres) elle est environ 1300 mm.

Pour le Chitral, le Dir et le Swat l'ordre de la grandeur ne sera pas très différent à celui des stations de même altitude de la partie occidentale de la bande sub-montagneuse. Enfin pour le Kashmir nous avions les données nécessaires pour 3 stations seulement, séparées l'une de l'autre des distances énormes. Mais, heureusement, chacune d'elles représente des régions typiques que l'on rencontre au Kashmir. C'est ainsi que Srinagar est considéré comme représentatif de la fameuse "vallée de Kashmir". Cette vallée qui se trouve entre le Pir Panjal et la chaîne principale de l'Himalaya (altitude = 1600 mètres) a le besoin annuel inférieur à 700mm par an. Plus loin au nord-ouest, l'autre côté de l'Indus se situe Gilgit, le chef-lieu de Frontier Illaquat. Pour cette station (altitude 1341 mètres) le besoin annuel est environ 1000 mm. La troisième station, Leh, se trouve à l'est de Kashmir dans la vallée de Ladakh - une bande de terre très étroite autour de l'Indus. A l'altitude de Leh (3506 mètres) le besoin en eau de la végétation est encore aussi élevé que 500 mm. environ.

Au Baluchistan, le besoin annuel à Quetta (Bassin de Pishin-Lora) est environ 800 mm à l'altitude de 1677 mètres. A Chaman (1314 mètres) il est déjà 1100 mm. Plus loin au sud,

à Kalat (2013 mètres) le besoin diminue à une valeur inférieure à 700 mm.

L'efficacité thermique et sa concentration estivale (Thermal Efficiency and its Summer Concentration)

Comme nous l'avons montré ci-dessus, au Pakistan occidental, le besoin en eau de la végétation est très élevé à peu près partout à l'exception des hautes altitudes. C'est donc qu'une grande partie du pays subit le climat dit "megathermal" selon la classification de Thornthwaite (planche IV). La concentration estival de l'efficacité thermique est un peu moins monotone. Toutefois celle-ci aussi ne constate que le caractère universel du pays en ce qui concerne des températures élevées même au dehors de 3 mois conventionals de l'été (les 3 mois les plus chauds de l'année) d'après Thornthwaite (planche V).

Le bilan annuel ("Wates balance")

Reste à voir dans quelle proportion le besoin en eau est satisfait par l'apport des précipitations naturelles. La planche VI donne le rapport d'aridité (le pourcentage du déficit annuel en fonction du besoin pour la même période). Les valeurs les plus élevées de ce rapport ne se trouvent pas cette fois-ci au sud-est du pays mais plus ou moins au centre (la Plaine de Kachchi, le nord du Sind et le sud du Punjab). En effet cette région est la partie la plus aride du sub-continent Indo-Pakistanais, le rapport d'aridité étant supérieur à 90%. Le reste du Sind et de la moitié inférieure du Punjab ont un rapport d'aridité compris entre 80% et 90%. Ce n'est en dernier lieu qu'une bande très étroite où ce rapport est inférieur à 50%. Cette bande coïncide avec celle que nous avons appellée la bande sub-montagneuse. Dans les vallées du

nord-ouest le rapport d'aridité est supérieur à 60% à l'exception des stations à l'altitude excédant 500 mètres. Au Kashmir "la vallée" est beaucoup moins aride avec un rapport d'aridité de 30 % seulement, tandis qu'au Frontier Illaquas et dans la vallée de Ladakh il est supérieur à 80%. Au Baluchistan, à Quetta et à Kalat, le rapport est inférieur à 70 % tandis qu'à Chaman il est 82 %.

On pourrait se demander si du moins un excès d'eau momentané ne se produit pas en quelque saison.(planche VII). On constate que presque partout le déficit est un phénomène constant, les seules exceptions étant la région autour du Murree Hills et la vallée de Kashmir.

L'indice global d'humidité (Moisture Index)

Comme indiqué dans le chapitre précédent, l'indice global d'humidité caractérise l'état d'excès ou de manque d'eau par rapport au besoin dans son ensemble. Voici la répartition de cet indice au Pakistan Occodental (planche VIII). Sauf la bande sub-montagneuse avec peu d'extension au Sud, la vallée de Kashmir et celle de Kohat, le pays est bien aride. La vallée de Kashmir expérience le climat du type de transition - à influence humide tandis que la région autour du Murree Hills est même humide. Le reste est semi-aride.

Variation saisonnière de l'humidité efficace (Seasonal Variation of Effective Moisture)

Finalement, la planche IX donne la variation saisonnière de l'humidité efficace. A l'exception de la vallée de Kashmir (climat du type de transition- à influence humide) avec un certain manque d'eau en été, le reste du pays n'expérience pas de la variation saisonnière de l'humidité efficace.

Cette planche constate encore une fois que le Pakistan occidental à peu près tout entier manque en eau pendant toutes saisons.

Nous avons décrit ci-dessus les traits-dominants du caractère d'aridité du Pakistan occidental sur un plan général. Voyons maintenant plus particulièrement le bilan de l'eau du sol à des stations représentatives des diverses régions du pays. Nous avons déjà donné de tels bilans pour deux stations (Quetta et Multan) dans le Chapitre I.4. Il nous faudra une vingtaine des bilans pour bien dégager les caractéristiques particulières des régions. A cette fin la planche X donne la variation, mois par mois, du besoin en eau de la végétation et de la précipitation à 19 stations. On notera d'abord que Karachi, Hyderabad et Jacobabad ne reçoivent pas des précipitations suffisantes pour pouvoir se satisfaire des besoins, même en hiver. Le faible accroissement des précipitations pendant les mois de Juillet et d'Août n'est pas suffisant pour balancer le besoin accru de ces mois. En effet la sécheresse s'étend sur cette région pendant toute l'année, le déficit total annuel étant très élevé (1250-1350 mm). Sans l'irrigation considérable, toute la région serait un désert presque absolu. On notera spécialement que les courbes d'évapotranspiration potentielle (besoin en eau) de Karachi et de Hyderabad montrent une augmentation nette du besoin pendant le mois d'octobre. Cela peut s'expliquer par le fait que pendant ce mois, le ciel est très clair, après le passage de la mousson d'été. Ainsi la radiation solaire qui bénéficie par ailleurs d'une incidence encore élevée, est elle d'un effet considérable. Il n'en va pas de même à Montgomery, en raison de la latitude déjà un peu plus forte de cette troisième station.

Les trois stations de Kalat, Quetta et Chaman se situant dans la région de haute altitude du Baluchistan (1200-2000 mètres) nous permettent de proposer quelques idées générales sur cette région. La courbe de la figure 4 relie les données de ces stations afin d'établir une relation empirique de la variation du besoin en eau avec l'altitude dans la région de haute altitude du Baluchistan. La courbe hyperbolique de cette figure paraît bien représenter cette relation. Lorsqu'il sera possible d'avoir les données des autres stations de cette région, on pourra vérifier cette courbe empirique. Pour le moment, d'après la figure 4, le besoin en eau qui reste en dessous de 600 mm environ pour les altitudes égales ou supérieures à 2500 mètres s'élève à 1250 mm pour une altitude de 1200mètres. Mais il ne semble pas que l'on puisse extrapoler cette relation pour des altitudes inférieures.

Revenant aux courbes de Kalat, Quetta et de Chaman (planche X) on note encore qu'il y a un excédent de l'eau pendant les mois de Décembre à Mars, à la fin de cette période, la réserve de 100 mm d'eau retenue dans le sol est disponible pour compenser le déficit du début de la saison sèche. A Quetta et à Kalat, une petite quantité d'eau est même disponible pour l'écoulement souterrain. En revanche le déficit d'eau au début de la saison sèche est d'un tel ordre que la réserve faite en hiver peut suffire au besoin à ces stations jusqu'au milieu de Mai tandis qu'à Chaman toute la réserve est déjà dépensée deux semaines plus tôt.

Passons maintenant aux courbes de Multan, Montgomery, Dera Ismail Khan, Khushab et de Lahore. Commençant par des valeurs très élevées du besoin annuel en eau de la végétation (1450 mm) et du déficit annuel de l'eau (1269 mm) à Multan, on

trouve une diminution progressive mais lente de ces éléments. C'est ainsi qu'à Lahore le besoin est toujours aussi élevé que 1371 mm. et le déficit 845 mm par an. A Multan c'est seulement pendant le mois de Janvier que le besoin est équilibré par l'apport. Pour Montgomery, Dera Ismail Khan et Khushab, l'apport est supérieur au besoin pendant les mois de Janvier et de Février formant ainsi une petite réserve d'eau qui est d'ailleurs vite dépensée dès que la sécheresse commence au mois de Mars. A Lahore après trois mois (de Décembre à Février) sans sécheresse, la réserve faible ne peut balancer le déficit que pour une quinzaine de jours au début de Mars. On remarque encore qu'à toutes ces stations il y a un apport d'eau assez fort aux mois de Juillet at d'Août; cet apport n'arrive pas néammoins à satisfaire le besoin très élevé à cette époque de l'année.

La seule région du Pakistan Occidental ayant un excédent d'eau en été est la bande sub-montagneuse de l'Himalaya, Les trois stations de cette région inclues dans la planche K, à savoir : Sialkot, Rawalpindi et Murree le montrent effectivement. Aussi dans cette région, pour une altitude donnée, les précipitations d'été sont d'autant plus fortes que la station est située plus à l'est. L'inverse est vrai pour la précipitation d'hiver.

Les observations suivantes permettent de préciser ces nuances. A la fin de la mousson d'été, une fois satisfait le besoin propre de cette saison, il existe encore à Sialkot (253 mètres) non seulement une réserve d'eau de 100 mm mais encore 22 mm. de l'eau supplémentaire disponible pour l'écoulement souterrain. Par contre au même moment, il n'y a que 28 mm de réserve d'eau à Rawalpindi (504 mètres) malgré la

différence favorable de l'altitude. En revanche, Sialkot qui reçoit beaucoup moins de l'eau en hiver, n'a qu'une réserve de 78 mm à la fin de la saison pluvieuse d'hiver, tandis qu'il y a, à la même époque, 100 mm de réserve et 17 mm de l'eau disponible pour l'écoulement souterrain à Rawalpindi. En dernier lieu, malgré les précipitations importantes, Sialkot aussi bien que Rawalpindi subissent des déficits considérables d'abord pour les périodes mai-juin, et septembre-novembre, les totaux de ces déficits étant 465 mm pour Sialkot et 365mm pour Rawalpindi.

Muree, la troisième station de la bande sub-montagneuse représente un cas très spécial. Elle est l'une des fameuses "Hill Stations" du sub-continent Indo-pakistanais située à 1934 mètres d'altitude. Ici, il n'existe jamais de déficit d'eau, ce qui est une conséquence directe d'altitude. Il y a même des excédents très forts pour les périodes janvier-avril et juillet-septembre, le total s'élevant à 700 mm.

Passons maintenant aux bilans de l'eau de Peshawar et de Cherat. Ici, l'influence de la pluie d'été est beaucoup réduite comme on le voit en comparant ces courbes avec celles de Rawalpindi et de Sialkot. C'est ainsi qu'il existe un déficit d'eau même pendant les mois les plus pluvieux de juillet et d'août. A Peshawar, la sécheresse commence dès le début de Mai pour ne pas terminer qu'au mois de Décembre, le déficit total étant 903 mm. Cherat, situé à 1297 mètres d'altitude, connait une sécheresse moindre. Après avoir débité 99 mm. de l'eau à l'écoulement souterrain avant le commencement de la saison sèche, la réserve d'eau s'épuise à la fin de Mai. Désormais il n'y a plus d'excédent jusqu'au commencement d'hiver. Néammoins, par comparaison de celui de Pes-

hawar, le déficit annuel à Cherat se réduit considérablement. (472 mm seulement)

Partant de la bande sub-montagneuse et traversant la chaîne de Pir Panjal, on arrive dans la vallée de Kashmir. Si l'on compare l'apport de l'eau à Srinagar avec celui de Rawalpindi, à l'autre côté de Pir Panjal, on remarque une augmentation nette de la précipitation hivernale, mais par contre, une diminution également nette des précipitations estivales dans la vallée. C'est ainsi qu'elle ne subit pas la sécheresse jusqu'à la fin de Juin ayant entre temps débité la quantité considérable de 193 mm de l'eau à l'écoulement souterrain. En revanche, de Juillet à Novembre, le déficit d'eau s'élève à 212 mm.

A Gilgit on retrouve un climat très aride, la forte sécheresse s'étendant à peu près toute l'année. Il est remarquable qu'un déficit aussi élevé que 882 mm par an puisse exister à l'altitude de 1341 mètres (latitude 35°55'N). A Leh (3506 mètres) l'une des rares agglomérations du monde à cette altitude, la sécheresse est également remarquable pendant les mois de Mai à Octobre. Malgré les cinq mois (de Novembre à Mars) pour lesquels le besoin est nul, le déficit annuel s'élève néanmoins à 425 mm de l'eau.

Telles seront les conclusions de notre commentaire sur des bilans de l'eau du sol à 19 stations jugées représentatives des diverses régions du Pakistan Occidental. Notre première partie se termine par le tableau XI donnant un résumé de ces bilans et caractérisant leurs climats selon les quatre symboles de Thornthwaite, 1948.

---oOo---

Tableau XI : Bilans de l'eau du sol et classifications climatologiques des 19 stations d'après Thornthwaite, 1948

STATION	E_p (mm.)	P (mm.)	E_r (mm.)	E_p 3 mois d'été (mm.)	Concentration/ %	Déficit d'eau (mm.)	Rap. d'aridité %	Excédent d'eau (mm.)	Rap. d'humid. %	Indi. glob. d'hum.	Type du climat
Karachi	1.446	195	195	552	38,2	1.251	86,5	0	0	-51,9	EA da
Hyderabad	1.533	184	184	606	39,5	1.349	88,0	0	0	-52,7	EA da
Jacobadad	1.464	105	105	641	43,8	1.359	92,8	0	0	-55,6	EA da
Kalat	672	217	216	330	49,1	456	67,9	1	0,1	-40,5	EB_1 db_4
Quetta	792	256	247	407	51,4	545	68,8	9	1,1	-40,1	EB_2 db_4
Chaman	1.085	194	194	565	52,1	891	82,1	0	0	-49,2	EB_4 db_3
Multan	1.450	181	181	639	44,1	1.269	87,5	0	0	-52,5	EA da
Montgomery	1.438	249	249	647	45,0	1.189	82,7	0	0	-49,6	EA da
D.I. Khan	1.379	211	211	638	46,3	1.168	84,7	0	0	-50,8	EA da
Khushab	1.392	272	272	642	46,1	1.120	80,5	0	0	-48,3	EA da
Lahore	1.371	526	526	627	45,7	845	61,6	0	0	-36,9	DA da
Sialkot	1.338	895	873	620	46,3	465	34,7	22	1,6	-19,2	CA da
Rawalpindi	1.193	845	828	585	49,0	365	30,6	17	1,4	-16,9	CA db_4
Murree	771	1471	771	349	45,3	0	0	700	90,8	+90,7	B_4B_2 da
Peshawar	1.239	336	336	619	49,9	903	72,9	0	0	-43,7	EA db_4
Cherat	1.012	639	540	500	49,4	472	46,6	99	9,8	-18,2	C_IB_4 db_4
Srinagar	706	687	494	542	76,8	212	30,0	193	27,3	+9 ,3	$C_2B_1só_I$
Gilgit	987	105	105	376	38,1	882	89,4	0	0	-53,6	EB_3 da
Leh	507	82	82	302	59,6	425	83,8	0	0	-50,3	EC_2 db_2

Deuxième Partie :

LE PROBLEME DE L'EVALUATION DU BESOIN EN EAU DE LA VEGETATION

2.I Une critique de l'aspect quantitatif de la méthode de Thornthwaite.

La méthode de Thornthwaite (1948) se décompose en deux parties :

I° l'évaluation du besoin en eau de la végétation, c'est-à-dire de l'évapotranspiration potentielle.

2° l'emploi des postulats (pages 29) fournissant les bases numériques au bilan de l'eau du sol.

A. Bilan de l'eau du sol.

C'est par l'examen de ces postulats que nous allons commencer l'étude critique de la méthode de Thornthwaite à la lumière des résultats numériques offerts par le Pakistan Occidental. Le premier point se trouvera ainsi réservé pour la fin de cette étude.

Les postulats auxquels nous faisons allusion sont au nombre de deux.

1) En premier lieu, tous les calculs numériques de Thornthwaite reposent sur l'emploi de moyennes arithmétiques des précipitations. Il n'est pas absurde de se demander si le choix d'un tel paramètre de schématisation est pleinement valable. Pour nous faire une opinion sur ce problème statistique sous-jacent à l'emploi de la méthode de Thornthwaite, nous avons examiné la dispersion des données pluviométriques mensuelles de sept stations: Karachi, Hyderabad, Kalat, Quetta, Lahore, Peshawar et Leh, stations pour lesquelles nous avons des données pour une période suffisamment longue. Le tableau XII donne les régimes pluviométriques dits "moyens" et "médians ou probables" de ces stations. Les courbes de la figure 5 représentent graphiquement les données contenues dans ce tableau. On note que ce rapport entre la médiane et la moyenne

Tableau XII : Régimes pluviométriques (moyens et médians) à quelques stations au Pakistan Occidental et au Kashmir. (en mm.)

Station et la période des données analysées	Moyen/ Médian	Janv	Févr.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc	Année	Méd / Moy. Annuel
Karachi (1856-1940)	Moyen	12	10	6	3	2	15	78	43	16	1	3	5	194	
	Médian	3	1	0	0	0	0	42	16	0	0	0	0	150	0,77
Hyderahad	Moyen	5	6	5	3	4	10	77	64	18	0	2	2	196	
(1866-1930)	Médian	00	0	0	0	0	0	30	36	0	0	0	0	160	0,81
Kalat	Moyen	37	39	29	14	6	4	15	10	2	2	15	22	195	
(1882-1940)	Médian	30	28	21	7	2	0	4	3	0	0	0	11	183	0,94
Quetta	Moyen	46	50	43	24	10	5	9	9	2	3	7	26	234	
(1878-1940)	Médian	40	41	34	17	5	0	6	2	0	0	1	10	230	0,98
Lahore	Moyen	23	26	22	14	16	43	149	126	54	9	3	13	498	
(1862-1940)	Médian	20	22	21	10	11	28	111	111	25	0	0	5	486	0,98
Peshawar	Moyen	36	48	57	44	19	4	35	53	20	8	10	18	352	
(1863-1940)	Médian	28	27	46	31	11	3	19	31	17	2	0	11	338	0,96
Leh	Moyen	9	8	7	6	6	5	12	15	7	4	1	5	85	
(1876-1940)	Médian	7	6	6	4	5	4	10	11	5	0	0	3	80	0,94

des précipitations annuelles descend à 77% pour Karachi et encore à 81% pour Hyderabad. En revanche, il atteint 94% à Kalat et 98% à Quetta, ce qui indique que les régimes pluviométriques de ces stations sont beaucoup moins variables que ceux du delta de l'Indus où se trouvent Karachi et Hyderabad. Au nord, à Lahore, à Peshawar et même à Leh, le rapport entre la médiane et la moyenne des précipitations annuelles n'est pas très loin de l'unité indiquant pour eux aussi le caractère moins variable de leurs régimes pluviométriques. Il est d'ailleurs assez surprenant à voir le chiffre élevé de 94% pour Leh parce que, en règle générale des précipitations très faibles (la moyenne annuelle à Leh = 85 mm seulement) sont associées à des valeurs faibles de ce rapport.

Comme on le sait, les moyennes arithmétiques peuvent représenter d'une manière acceptable le phénomène "normal" tant que la répartition des mesures données reste gaussienne. Elles restent encore plus ou moins valables si la répartition donnée ne s'écarte que légèrement de la forme gaussienne. En revanche, elles sont d'autant moins aptes à schématiser le phénomène normal que cet écart devient grand. Notre examen des répartitions des précipitations aux stations étudiées nous indique que cet écart se trouve trop élevé à Karachi et à Hyderabad. Les moyennes arithmétiques cessent donc ici de constituer des expressions valables des apports normaux de l'eau. Nous voyons ainsi que l'apport probable de l'eau à Karachi en Juillet,-mois le plus pluvieux-, est 42 mm contre 78 mm pour moyenne arithmétique des précipitations de ce mois. Pour Hyderabad l'apport probable de l'eau du même mois est 30 mm seulement, valeur beaucoup plus petite que la moyenne arithmétique qui est 77 mm. Il est donc évident que le "régime moyen" accuse bien moins que le "régime médian" la sécheresse de ces

mois pour ces stations. Ce n'est là qu'un cas extrême, car on pourrait faire des constatations du même ordre pour les autres saisons ainsi dans une moindre mesure, que pour d'autres stations aussi. Il ne sera pas inutile d'ajouter ici le cas de Doorbaji (Sind) qui illustre bien notre point de vue. A cette station où la moyenne annuelle des précipitations ne dépasse pas 150 mm (Spate, 1954) on a pu voir tomber 500 mm en une seule journée. Aussi comprend-t-on mieux qu'il devienne nécessaire pour ces régions de prendre en considération le régime médian. En bref, à notre avis on peut faire plus raisonnablement des bilans de l'eau du sol à partir des médianes (au lieu des moyennes) des précipitations pour les régions où la variabilité de la pluie est forte.

2) D'après Thornthwaite, une fois couvert les besoins en eau de la végétation, la pluie en excédent est emmagasinée dans le sol jusqu'à concurrence de 100 mm. Nous sommes donc en présence d'un postulat affirmant la constance de la capacité de rétention du sol.

Dans la réalité, tout nous porte à croire au contraire que l'intensité même des précipitations et surtout la nature du sol viennent modifier cette capacité de rétention.

Il est juste de reconnaître que cet auteur a récemment (1955) précisé son point de vue en considérant une comptabilité d'irrigation (irrigation schédule) distinct du bilan à long terme. Cette "comptabilité d'irrigation" est faite jour par jour et tient compte d'une capacité de rétention variable. Voici un extrait d'exposé de Thornthwaite de 1955 :

"Sometimes it is not necessary or desirable to make "detailed daily computations of deficiency of soil moisture. "For instance : A basic problem in agriculture is to determine "the intensity and frequency of drought as a step in the eva-

"luation of economic feasibility of irrigation. To make a "quantitative determination of drought intensity, it is neces- "sary to have records of soil moisture deficiency, while to de- "termine drought frequency, soil moisture records for a long "series of years are needed. In this case the precision that "can be gained by using daily climatological values for compu- "ting soil moisture deficiency is not warranted. It would be "more satisfactory to use monthly means of temperature and pre- "cipitation and to determine moisture deficiency with perhaps "less accuracy but for more years of record and for a greater "number of stations than would otherwise be possible."

"In using monthly instead of daily values of climatic "factors, certain of the procedures employed in the daily com- "putations can be generalized. For example, although it is re- "cognized that the amount of water in the root zone available "to plants will vary with soil structure from about 1 inch on "shallow soils to about 8 inches on deep, well-aerated, silt "loam, in normal agricultural soils the total amount of water "available to plants is far less variable than conventional "studies of soil moisture would indicate. A satisfactory avera- "ge has been found to be 4 inches."

On voit ainsi que tout en reconnaissant le principe de la variation de la capacité de rétention, Thornthwaite maintient le chiffre de 100 mm (4 inches) comme un "moyen satisfaisant" pour des bilans à long terme. Cela, néammoins, n'interdit pas la possibilité de trouver un meilleur "moyen satisfaisant" adapté à chaque région d'après une étude de ses caractéristiques géobiologiques.

Nous avons tout à l'heure parlé de la comptabilité d'irrigation faite jour par jour. Nous nous permettons de donner quelques détails sur ce point :

Il est évident que les agriculteurs doivent posséder un moyen de connaître "quand" et "combien" d'eau supplémentaire d'irrigation est exigée par leur champs en culture. L'usage, très répandu chez eux, de se fier aux plantes elles-mêmes pour fournir des indications sur la déficience de l'eau n'est pas satisfaisant pour la bonne raison que la végétation se trouve déjà avoir subi quelque effet du manque sensible de l'eau. De nombreux chercheurs ont proposé d'observer le sol et non les plantes. Or, on peut le faire avec l'aide d'une tarière, ou encore avec des dispositifs permanents placés dans le sol "in situ" et qui fournissent l'indication continue de l'humidité du sol. Le principe est en général de placer dans le sol des éléments dont la résistivité est fonction de l'humidité, gypse, nylon, verre à fibre, etc. Bien qu'ils promettent de se développer, ils ne donnent pas, actuellement, toujours des résultats acceptables.

Il existe encore un autre moyen de déterminer l'humidité du sol, cultivé ou non: l'analyse des faits micrométéorologiques, la quantité d'eau contenue dans un sol donné n'est en effet que la différence entre l'apport (précipitation et irrigation) et la dépense (évaporation et transpiration). Avec des mesures instrumentales de l'apport et des calculs de la dépense nécessaire (c'est-à-dire de l'évapotranspiration potentielle), il est possible de tenir une comptabilité du contenu en eau du sol à la façon d'une balance de compte bancaire. Les précipitations de l'eau d'irrigation sont à porter au crédit, l'évapotranspiration au débit de ce compte. Une question reste en suspens: dans quelle proportion

l'eau qui s'est infiltrée dans le sol est-elle"disponible" pour la végétation ? Si l'on sait répondre à cette question, il suffit alors à l'agriculteur de suivre l'évapotranspiration pour pouvoir déterminer, jour par jour, la quantité d'eau que l'irrigation doit restituer au sol.

A la question que nous posons, les derniers travaux de Thornthwaite apportent deux importants éléments de réponse.

1. Lorsque le contenu en eau du sol est égal ou supérieur à la capacité de rétention de ce sol, toute l'eau supplémentaire apportée par les précipitations est "perdue" par l'infiltration vers le bas. Le cas par contre où ce contenu est inférieur à la capacité de rétention, les précipitations, dès qu'elles sont suffisantes, reconstituent le stockage. La quantité de l'eau ainsi "susceptible d'être emmagasinée dans un sol donné et disponible à la végétation" varie en fonction de la "nature de ce sol et de la profondeur atteinte par les racines." C'est ainsi que la quantité d'eau utilisable pour la végétation dans un sol sablonneux avec des cultures aux racines peu profondes ne dépasse guère à 25-50 mm. En revanche elle peut atteindre 150-200 mm pour des sols à texture fine avec des cultures aux racines profondes.

2. L'évaporation (et la transpiration) d'un sol humide est immédiatement accompagnée par une diminution de la réserve en eau du sol à moins que celle-ci ne soit reconstituée aussitôt par précipitation ou irrigation. Dans le cas inverse, l'évapotranspiration réelle devient de plus en plus réduite avec le dessèchement progressif du sol. Par exemple dès que le sol est dépouillé de plus de 25 mm de sa réserve, l'évapotranspiration réelle n'est plus qu'une fraction de l'évapotranspiration potentielle. Avec une réserve d'eau réduite de moitié,

l'évapotranspiration réelle n'atteint plus guère que 50% de sa valeur potentielle.

Notre figure 6 montre les diverses valeurs de l'évapotranspiration réelle cumulée pour une évapotranspiration potentielle de 5mm/ jour et dans diverses hypothèses concernant le stock initial. C'est ainsi par exemple qu'au bout d' une période sèche de 30 jours l'évapotranspiration réelle peut s'élever à 111 mm si la réserve initiale était de 200 mm, mais ne dépasse pas 72 mm si la réserve initiale n'était que de 80 mm.

Or cette réserve est, nous l'avons vu, fonction de la nature du sol, et notamment de sa granulométrie. Ainsi l'évapotranspiration réelle correspondant à une évapotranspiration potentielle de 5mm/j. se trouve-t-elle réduite à 2,5 mm/jour seulement au bout d'une semaine en sol sablonneux et de 5 à 6 semaines en sol à texture fine. Ajoutons que pour la plupart des cas les résultats obtenus par cette méthode se trouvent en bon accord avec les mesures expérimentales du contenu en eau du sol.

B. Calcul d'évapotranspiration potentielle.

Revenons à l'examen de la méthode de Thornthwaite en ce qui concerne l'évaluation du besoin en eau de la végétation. Le schéma suivi par Thornthwaite qui lui permet de calculer en premier lieu des valeurs brutes de l'évapotranspiration potentielle en fonction de la variable principale que constitue, selon lui, les températures moyennes pour ensuite corriger ces valeurs brutes en fonction de variables secondaires (comme la durée de l'insolation) ne soulève pas d'objections de principe.

L'équation principale de Thornthwaite $e = ct^a$ paraît assez plausible(bien que cette équation ne soit guère en conformité avec la loi de la vitesse de croissance des végétaux, elle aussi proposée par Thornthwaite, $v = a\frac{bc\, e^{ct}}{(e^{ct}+b)^2}$)

Dans cette équation principale, le coefficient "c" et l'exposant "a" varient d'une station (ou région) à l'autre en fonction du "régime thermique" caractérisé comme nous l'avons vu,en première partie, par l'indice thermique, I. Les valeurs de cet indice généralement rencontrées sont de l'ordre de 40 à 140.

Notons en passant un détail qui souligne la portée générale de notre étude : dans les limites géographiques de celle-ci les valeurs extrêmes de I sont de 163 à Ahmedabad (station n° 158, voir planche I) et de 26 seulement à Leh (station n° 110). Ce qui fait que pour être universellement applicable la formule de Thornthwaite doit se montrer valable des valeurs de I allant de 20 à 160. Voici le tableau qui donne quelques valeurs de "a" et de "c" en fonction de I calculées d'après les équations (17) et (18). La figure 7 montre ces mêmes données graphiquement.

	40	60	80	100	120	140	160
a	1,13	1,44	1,78	2,19	2,69	3,34	4,15
c	0,36	$1,22\times10^{-1}$	$0,40\times10^{-1}$	$1,04\times10^{-2}$	$0,20\times10^{-2}$	$0,24\times10^{-3}$	$0,16\times10^{-4}$

On voit ainsi que l'exposant "a" varie de près de l'unité à 4,15 pour l'étendue de I de 20 à 160. Pour cette même étendue le coefficient "c" subit une variation de l'ordre 1 à 10^{-5}. Ces variations considérables de "a" et de "c" ne facilitent

pas l'attribution à la formule de Thornthwaite d'une signification physique précise. Ce qui n'interdit pas pour autant d'y voir une expression empirique valable de l'évapotranspiration potentielle.

Il subsiste néanmoins des difficultés théoriques dont l'examen de quelques cas concrets va nous faire prendre conscience. C'est ainsi que pour deux stations dont les indices thermiques atteignent les valeurs extrêmes de I = 40 et I = I40 (on peut prendre pour exemple Brevard, N C, U S A et Karachi), le calcul donne des valeurs très différentes de l'évapotranspiration potentielle pour des températures identiques. Les courbes de notre figure 8 montrent ainsi comment varie, pour I = 40 et I = 140 l'évapotranspiration potentielle en fonction de la température. On y lit que pour t = 20°, E atteint 98,5 mm pour Brevard, NC contre 52,7 mm seulement à Karachi. On se demande naturellement pourquoi l'évapotranspiration potentielle n'a pas la même valeur "à la même température" pour des stations aux régimes thermiques différents: Thornthwaite lui-même a écrit dans son exposé de 1948 (pages 90-91) :

" The chief obstacle at present to the development of a ra-
"tional equation is the lack of understanding of why potential
"evapotranspiration corresponding to a given temperature is
"not the same every where. Not until this matter is unders-
"tood will a rational method be possible."

Un autre problème est posé par les moyennes mensuelles de température excédant 26°5 C. Il se peut que des températures moyennes aux stations au sud des Etats Unis (en général dans tous les pays chauds) s'élèvent au voisinage de 30° C et parfois même au-dessus de 35° C pendant quelques mois en été. Pour ces cas exceptionnels on trouve que des valeurs de

l'évapotranspiration potentielle calculées d'après la formule sont trop élevées. C'est ainsi que Thornthwaite a été conduit à abandonner sa formule et d'y substituer une courbe PC -(fig.8) courbe commune pour toutes valeurs de l'indice thermique.

Pour des stations où la température moyenne n'atteint une valeur supérieure à 26°5 C que pour un ou deux mois par an, l'emploi de cette courbe n'a qu'un caractère d'exception. Mais, lorsque le régime thermique d'une station est tel qu'il devient nécessaire d'employer cette courbe pour six mois sur 12 (comme est le cas de la plupart des stations du Pakistan Occidental) on peut se demander si cela est toujours aussi justifiable que pour des cas d'exception.

L'analyse que nous venons de présenter nous laisse ainsi l'impression très nette de l'insuffisance de la formule de Thornthwaite. Sur le plan théorique aussi bien que pratique on doit faire face à de nombreux inconvénients. Il est vrai que le développement d'une formule entièrement satisfaisante n'est pas facile surtout à l'instant actuel de la pénurie de données expérimentales.

C'est exactement cette situation qui fait écrire à Thornthwaite (p. 63, 1948) :

" Unfortunately there are no comparable controlled experimen-
"tes on the relation of transpiration to temperature. The most
"reliable measurements of transpiration and evaporation toge-
"ther are for long periods of time. When only monthly or annual
"totals of evapotranspiration are available, the temperature
relation cannot be determined precisely."

Nous terminons ainsi notre critique de l'aspect quantitatif de la méthode de Thornthwaite, 1948.

---oOo---

2. 2 Les formules de Penman

Dans le chapitre précédent nous avons montré les défauts de la méthode de Thornthwaite. Nous nous proposons maintenant d'étudier les travaux de Penman. Ce savant anglais, en effet, avait pu achever ses recherches sur la relation de l'évaporation d'une nappe d'eau libre avec divers facteurs météorologiques dès 1948, l'année même où Thornthwaite exposait sa méthode. Penman, par la suite, a orienté ses recherches vers la détermination du besoin en eau de la végétation et d'autres problèmes associés. Nous pourrions nous borner à donner simplement les formules de Penman en montrant comment elles sont employées dans la pratique. Mais nous croyons utile pour une meilleure compréhension de présenter un exposé plus complet de l'arrière-plan de cette recherche.

Une remarque primordiale s'impose : la distinction entre l'évapotranspiration potentielle (E_p) de Thornthwaite, expression virtuelle d'un phénomène biologique localisé au sein d'organismes végétaux (auquel Penman donnera le nom plus simple de transpiration potentielle) et l'évaporation potentielle (E_o) purement physique telle qu'elle se réalise à la surface d'eau libre. Penman, qui a donné de cette dernière une expression sur laquelle nous allons revenir avec quelques détails, a d'ailleurs proposé une relation simple entre ces deux valeurs E_P et E_o

$$E_P = f. E_o \qquad - 23$$

dans laquelle "f" est un coefficient inférieur à l'unité. Les valeurs de ce coefficient employées par Penman pour le sud-est de l'Angleterre sont :

de mai à août	0,8
de novembre à février	0,6
Septembre-octobre et mars-avril	0,7

"f" , en effet, varie surtout en fonction de la durée de l'insolation. Ce qui fait que la dispersion des diverses valeurs de f diminue avec la latitude et finalement, à l'équateur, le coefficient est toute l'année voisin de 0,7.

Cette distinction rappelée, passons à l'exposé détaillé de la méthode suivi par Penman pour proposer une évaluation de l'évaporation physique potentielle E_o (1)

D'un point de vue théorique, il existe deux méthodes nettement distinctes permettant d'étudier le problème d'évaporation d'eau. La première méthode repose sur le mécanisme de "prélèvement de vapeur d'eau par diffusion". Nous verrons que ce prélèvement est conditionné, pour une part, par l'environnement de la surface évaporante. La seconde repose sur l'étude de l' "énergie disponible" pour accomplir la transformation de la phase liquide à la phase vapeur. Penman a ingénieusement combiné dans une même formule ces deux aspects de l'évaporation que nous allons étudier successivement.

A. Turbulence et environnement

1. La turbulence, facteur d'évaporation

Supposons que u, v et w représentent les compo-

---

(1) Tous les coefficients numériques des formules de Penman établis par l'auteur pour satisfaire aux systèmes d'unités anglo-saxon ont été modifiés par l'auteur de la présente thèse, pour rendre ces formules directement utilisables dans les unités du système métrique.

santes instantanées de vitesse d'une masse d'air mobile à un point donné. Supposons aussi que la direction du u soit celle de l' "écoulement moyen" de l'air (dans le plan horizontal) à ce point et que les composantes v et w aient les directions perpendiculaires à celle de u aux plans respectivement horizontal et vertical. Après une période suffisamment longue les valeurs moyennes de ces composantes sont :

$$\bar{u} = u \quad ; \quad \bar{v} = o \quad ; \quad \bar{w} = o \qquad -24$$

Mais pour un instant donné elles sont en général différentes de la condition moyenne exprimée par l'équation (24) et par conséquent elles entrainent ce que l'on appelle des "courants de remous". Dans ces cas, la composante verticale est très importante pour la part qu'elle joue dans le "transport vertical du moment". Associés à ce transport tourbillonnaire du moment de l'air mobile, il y a aussi des transports des autres caractéristiques atmosphériques tels que ceux de la "chaleur sensible" et de la "vapeur d'eau". Ces trois transports ont pour expression :

Moment : $\tau = \rho K_M \partial u/\partial z$ -25

Chaleur sensible : $K = \rho C K_C \partial T/\partial z$ -26

Vapeur d'eau : $E = -K_V \partial \chi/\partial z$ -27

où ρ = densité de l'air
C = chaleur spécifique de l'air
$\partial u/\partial z$ = gradient de vitesse du vent
$\partial T/\partial z$ = gradient de température
$\partial \chi/\partial z$ = gradient de densité de vapeur

ces gradients étant mesurés dans un plan vertical.

K_M = constante de transport du moment
K_C = constante de transport de la chaleur sensible
K_V = constante de transport de la vapeur d'eau.

Il résulte de l'équation 27 qu'en connaissant la constante de transport de la vapeur d'eau K_V et le gradient de densité de la vapeur d'eau, on peut déterminer l'évaporation. Malheureusement il n'existe aucune base théorique qui puisse nous aider à exprimer K_V en fonction des quantités physiques mesurables. On peut, néammoins, proposer une expression calculable pour la constante de transport du moment K_M en introduisant quelques données empiriques. Suppo-

sant le principe de l'identité des constantes de transport c'est-à-dire $K_M = K_V$ nous avons la possibilité de résoudre l'équation 27

Comme on le sait, le profil vertical de vitesse du vent dans une atmosphère à faible gradient thermique (condition de stabilité neutre) est donné par l'expression suivante (Sutton, 1953) :

$$u = 1/k \sqrt{\tau_0/\rho} \ln z/z_0 \qquad - 28$$

Exprimant l'équation 25 sous l'hypothèse $\tau = \tau_0$ (c'est-à-dire la constance de τ avec hauteur)

$$\tau/\rho = \tau_0/\rho = K_M \partial u/\partial z \qquad - 29$$

on a,

$$K_M = u\ k^2 z / \ln(z/z_0) \qquad - 30$$

Sous notre hypothèse de l'identité des constantes de transport ($K_M = K_V$) nous avons pour solution de l'équation 27

$$E = k^2 (\chi_1 - \chi_2)(u_2 - u_1)/(\ln z_2/z_1)^2 \qquad - 31$$

ou encore $E = \rho k^2 (q_1 - q_2)(u_2 - u_1)/(\ln z_2/z_1)^2 \qquad - 32$

où k = constante de Karman ($\simeq 0{,}4$)

χ = humidité absolue en gm/c^3 de l'air

q = humidité spécifique en gm/gm de l'air

les indices I et 2 indiquent que les mesures correspondent aux hauteurs Z_I et Z_2 respectivement. Le symbole Z_0 qui se trouve aux équations 28 et 30 et qui est subséquemment éliminé, représente l'état de rugosité de la surface évaporante et est ainsi appellé la "constante de rugosité" (Roughness constant).

Enfin, les hauteurs Z_I et Z_2 sont mesurées à partir de la surface terrestre lorsque l'atmosphère touche librement cette surface sans obstruction. Par contre, s'il existe une couverture végétale d'une hauteur appréciable entre l'atmosphère libre et la surface terrestre une correction doit être introduite. C'est ainsi que Rider (1954) s'est servi de l'équation :

$$E = \rho k^2 (q_1 - q_2)(u_2 - u_1)/\left(\ln (z-d)/(z_1-d)\right)^2 \qquad - 33$$

où "d" représente le "déplacement du plan de référence" (displacement of zero-plane).

2. L'environnement.

D'autre part, l'évaporation dépend de l'environnement de la surface évaporante. Les cas extrêmes sont appellés par Penman "milieu aqueux" (mid-ocean) et "milieu sec" (mid-desert). Le premier signifie que l'évaporation s'effectue sur une "surface finie" qui se trouve "entourée par des surfaces semblables infinies". Un km^2 au milieu d'un océan satisfait cette condition ou encore un champ en culture au milieu d'une zone cultivée étendue. Au contraire, le terme "milieu sec" signifie que l'évaporation s'effectue sur une "surface finie entourée par des surfaces infinies où l'évaporation ne puisse jamais avoir lieu". Par exemple, l'évaporation d'un bassin d'eau au Sahara ou encore un champ irrigué qui se trouve complètement isolé dans une région aride sans culture.

Or, toutes les équations développées jusqu'ici dans ce chapitre ne sont valables que pour le cas "milieu aqueux", Ce qui fait que ces formules sont d'autant plus inaptes que l'absence de la condition "milieu aqueux" est plus sensible. De plus il paraît qu'un coëfficient de correction est très souvent exigé en raison de la dimension finie de la surface étudiée, même si la condition "milieu aqueux" est effectivement satisfait comme le cas d'évaporation d'un lac. L'importance de ce coëfficient est évidemment d'autant plus grande que la surface évaporante est plus petite. Sutton (1949) a proposé un tel coëfficient mais il est trop compliqué et on est toujours loin de pouvoir vérifier sa formule.

C'est ainsi que nous nous trouvons encore une fois tombés dans une situation embarrassante pour établir une base théorique saine à nos recherches qui ont pour objet d'évaluer l'évaporation d'une surface finie à un milieu ordinaire.

En définitive, Penman ne retient de cette longue discussion que le principe de l'identité des constantes de transport de la vapeur d'eau et de la chaleur sensible.

B. L'équation énergétique.

Sous sa forme la plus générale, l'apport de chaleur à la surface d'un réservoir d'eau exposé à l'atmosphère peut s'écrire :

$$H_o = R_I \ (1 - r_o) - R_B \qquad - 34$$

où R_I = radiation globale de courtes longueurs d'ondes

r_c = coefficient de réflexion (qui dépend exclusivement à la nature de la surface évaporante)

et R_B = radiation de grandes longueurs d'ondes, transfert à l'atmosphère par la surface.

La dépense de cet apport H_o est partagée par

(i) énergie consacrée à l'évaporation de l'eau, E_o

(ii) transfert de chaleur sensible à l'atmosphère, K_o

(iii) d'autres dépenses, en général, négligeable par rapport à E_o ou à K_o.

C'est ainsi que cette dépense est donnée par l'expression simple :

$$H_o = E_o + K_o \qquad - 35$$

Et le bilan d'énergie solaire sur une nappe d'eau libre peut s'écrire en définitive :

$$R \ (1 - r_o) - R_B = E_o + K_o \qquad - 36$$

(indice "o" rappelant que le bilan est établi ici au niveau même de la surface évaporante). D'autre part le bilan en question doit être établi, à l'échelle du temps, jour par jour

1. <u>L'apport énergétique</u>. $(R \ (1 - r_o) - R_B)$

La meilleure expression de R_1 nous serait fournie par une mesure continue de la radiation globale, et R_B peut être mesuré de même, en calories par des appareils spéciaux (pyr-géomètres) propres à capter l'énergie de grandes longueurs d'ondes émises par le sol. La rareté de ces instruments de mesure (du second surtout) a conduit Penman à se contenter

d'expressions empiriques ne faisant intervenir que les données climatologiques usuelles.

On prend ainsi pour R_l :

$$R_l = R_A \ (0,20 + 0,48\ n/N) \qquad - 37$$

où R_A = équivalent en mm d'eau évaporable de la radiation solaire reçue sur un sol horizontal abstraction faite de l'atmosphère. (R_A est ainsi une donnée purement cosmique, calculable en fonction de la latitude et de la saison.

n/N = rapport entre la durée réelle et la durée possible de l'insolation.

Et pour R_B :

$$R_B = 0,97\ \sigma\ T_a^4\ (0,20 + 0,80\ n/N)(0,47 - 0,067\sqrt{e_d}) \qquad -38$$

où $\sigma\ T_a$ = équivalent en mm d'eau évaporable de la valeur théorique du rayonnement d'un corps noir à la température de l'air T_a. (σ = constant de Stephan).

e_d = tension de vapeur d'eau dans l'atmosphère en mb. (e_d étant calculable en fonction de la température de l'air et de l'humidité relative).

Revenant à notre expression du bilan énergétique 36 il reste, dans l'hypothèse d'une expression exacte comme de celle d'une évaluation indirecte de R_l, à en examiner les autres termes.

r_o est l'albedo de la surface évaporante. On prend, en moyenne, $r_o = 0,7$

2. La dépense énergétique ($E_o + K_o$)

Quant au second terme de l'égalité (36) qui exprime la dépense d'énergie, il nous mène devant de plus grandes difficultés dans l'appréciation de la part revenant respectivement dans cette dépense d'énergie à l'évaporation (E_o) et au réchauffement de l'atmosphère au dessus de la surface évaporante (K_o)

C'est précisément à ce stade que Penman fait appel à l'équivalence des coëfficients de transport de la vapeur d'eau et de la chaleur sensible (voir ci-dessus page 65)

Partant en effet de l'expression évidente

$$E_o = f(u)\,(e_o - e_d) \qquad - 39$$

dans laquelle signifie :

e_o = tension de vapeur d'eau à la surface de l'eau

e_d = tension de vapeur d'eau dans l'atmosphère.

et $f(u)$ = paramètre fonction de vitesse du vent pour lequel l'auteur adopte l'approximation suivante :

$$f(u) = 0{,}163\,(0{,}805 + 0{,}0I\,u) \qquad - 40$$

où la vitesse du vent u est exprimée en Km/jour. Le principe d'équivalence des coëfficients des transports permet de poser:

$$K_o = \gamma\, f(u)\,(T_o - T_a) \qquad - 41$$

où T_o = température de la surface d'eau

T_a = température de l'atmosphère

γ étant un coëfficient numérique dépendant des systèmes d'unités. Sa valeur est 0,648 lorsque la tension est évaluée en

millibars et la température en degrés centigrades.

Penman introduit ici la dérivée $\Delta = de/dt$ de la tension maxima de la vapeur d'eau par la température. On a:

$$K_c = \gamma/\Delta \quad f(u)\ (e_o - e_a) \qquad - 42$$

où e_a = tension maxima en millibars de la vapeur d'eau à la température de l'air T_a

soit $$K_o = \gamma/\Delta \ f(u) \left[(e_o - e_d) - (e_a - e_d) \right]$$

et en rappelant la forme de l'équation (39)

$$K_o = \gamma/\Delta \ E_o - \gamma/\Delta \ E_a$$

où l'expression $E_a = f(u)\ (e_a - e_d)$ - 43

Le second terme de l'égalité (35) s'écrit donc en définitive :

$$E_o + K_o = E_o + \gamma/\Delta \ E_o - \gamma/\Delta \ E_a$$

En multipliant par Δ les deux termes de l'égalité elle même, on tire :

$$H_o \ \Delta = E_o \Delta + \gamma E_o - \gamma E_a$$

soit $$E_o\ (\Delta + \gamma) = H_o \Delta + \gamma E_a$$

et finalement :

$$E_o = (H_o \Delta + \gamma E_a)/(\Delta + \gamma) \qquad - 44$$

Si les unités employées sont celles du système métrique, la formule devient :

$$E_o = \frac{H_o \Delta + 0{,}648\ E_a}{\Delta + 0{,}648} \qquad - 45$$

Dans laquelle signifient :

E_o = évaporation physique

H_o = équivalent en mm d'eau vaporable du bilan énergétique net ($H_o = R_I(I - r_o) - R_B$ voir ci-dessus l'équation (34)

Δ = dérivée de la tension maxima de la vapeur d'eau pour la température

E_a = paramètre intégrant à la fois l'effet de l'humidité relative et du brassage de l'air ($E_a = f(u)\ (e_a - e_d)$

Avant de terminer ce chapitre, ajoutons que Penman a récemment réussi (1953) à établir une expression directe pour la "transpiration potentielle d'une surface entièrement transpirante" sans passer par l'intermédiaire de l'"évaporation d'une nappe d'eau libre" Cette nouvelle expression s'écrit :

$$E_T = (H_T \Delta + \gamma E_a) / (\Delta + \gamma_{/SD}) \qquad - 46$$

expression très voisine dans sa forme de l'expression (44) citée ci-dessus. Les nouveaux coëfficients S et D sont introduits pour tenir compte de l'"ouverture stomatale" des plantes et de la"durée efficace de transpiration". Pourtant, en raison des difficultés auxquelles l'on se heurte pour évaluer le terme SD, Penman préfère calculer sa "transpiration potentielle" en reportant dans l'équation (23) la valeur obtenue en (45), sans utiliser systématiquement, dans l'état actuel de sa technique de calcul, l'équation (46).

2.3 Une étude de la méthode de Penman à la lumière des données expérimentales de Quetta(Pakistan Occidental)

Après avoir exposé les formules de Penman pour l'évaluation du besoin en eau de la végétation, nous présentons maintenant quelques résultats obtenus par l'application de ces formules aux données météorologiques d'une station du Pakistan Occidental. Ces données concernent les divers éléments du climat,d'une station située en verger expérimental de l'observatoire de météorologie agricole de Quetta (Pakistan Occidental 30'I2 N. altitude 1.700 m) Elles portent sur l'ensemble de l'année 1956 et ont été regroupées, pour les besoins de l'analyse, en période de sept jours (voir Appendice n° II)

Rappelons que les formules de Penman employées sont les équations (23) et (45). Cela nous permet en premier lieu de comparer les valeurs théoriques évaluées d'après la formule (45) avec les valeurs expérimentales de l'évaporation physique E_o. (appendice II) Ensuite, nous comparerons les évaluations du besoin en eau de la végétation obtenues respectivement par l'emploi des formules de Penman (la transpiration potentielle) et de Thornthwaite (l'évapotranspiration potentielle).

A. L'évaporation physique à Quetta (1956)

La figure 9 montre graphiquement la variation de l'évaporation d'une nappe d'eau libre (valeurs calculées) et celle d'un bassin d'eau (valeurs observées), semaine par semaine, pendant l'année 1956. Dans cette figure, les totaux des précipitations de la semaine sont également représentés par la hauteur des colonnes correspondantes.

Les traits dominants de ces courbes sont :

(i) pour l'ensemble de l'année, un accord assez net entre le régime réel et le régime théorique de l'évaporation physique.

(ii) un désaccord, par contre, à l'échelle de périodes plus courtes, les valeurs calculées de E_o se trouvent être inférieures aux valeurs réelles lorsqu'il fait beau temps. En revanche, elles sont sensiblement supérieures à celles-ci par temps pluvieux. Cette dernière conclusion est moins certaine en raison des difficultés de mesure de l'évaporation réelle pendant ce temps, car cela peut faire sous estimer E_o réelle.

(iii) un accord assez satisfaisant en ce qui concerne les tendances des courbes, le désaccord n'apparaissant que sur 11 points contre 41. (Nous avons marqué ces points de désaccord par les chiffres romains. Parmi ces 11 points quatre seulement (les points n°s V, VI, IX et X) correspondent à une période de beau temps).

Examinons en premier lieu la signification du premier point de notre alinéa (ii) cité ci-dessus. Dans le tableau XIII pour l'ensemble de l'année E_o (cal) est 92% de E_o (obs) Si l'on exclut la période de temps pluvieux (1/4 de l'année) ce pourcentage devient encore plus faible - 85% environ.

Dans le chapitre précédent, nous avions passé sous silence un détail important. Penman, en effet, n'avait pas donné aux coëfficients numériques de la formule (45) les valeurs qu'il devait adopter par la suite. Après 9 années d'expérience, il a estimé que les valeurs d'abord proposées étaient erronées de quelque 10% par excès. Ce qui l'a conduit à modifier ces coëfficients. Les nouvelles valeurs retenues

Tableau XIII : Evaporation physique (cal) et (obs) à Quetta pendant 1956.

Mois	Température °C	Humidité relative %	Durée de l'insolation (heures)	Vitesse du vent km/jour	E_o (cal) mm	E_o (obs) mm	E_o (cal/obs)
Janvier	4,7	66,2	6,4	124,4	37	35,6	1,04
Février	7,8	45,8	7,9	191,8	70	71,1	0,98
Mars	11,7	57,6	6,5	203,9	93	62,5	1,49
Avril	17,1	42,6	8,9	182,3	138	126,2	1,09
Mai	24,7	22,8	11,8	156,4	194	232,4	0,83
Juin	25,8	22,9	11,5	194,4	206	238,0	0,87
Juillet	25,0	60,8	7,7	254,0	176	171,7	1,03
Août	25,1	41,8	10,1	157,2	179	193,1	0,93
Septembre	23,4	43,0	9,8	148,6	145	178,5	0,81
Octobre	16,0	28,4	9,1	165,9	107	130,5	0,82
Novembre	11,7	26,2	8,4	152,9 (1)	70	84,9	0,82
Décembre	7,3	43,5	6,8	145,2 (2)	47	60,1	0,78
Année					1462	1584,6	0,92

(1) moyen de 25 jours
(2) moyen de 29 jours

donnent toute satisfaction pour l'Angleterre, et peuvent être vraisemblablement appliquées à l'Europe entière.

D'autre part, l'une des caractéristiques du climat de Quetta est son ciel exceptionnellement clair, mois de Septembre à Novembre, (parfois même Décembre lorsque les "perturbations méditerranéennes" arrivent tard comme est le cas de l'année 1956). On rapprochera ce caractère du climat de Quetta des valeurs de E_o (cal) / E_o (obs) qui sont de l'ordre de 80 % pendant la période Sept-Déc. Il nous semble ainsi que le facteur H_o (balance d'énergie solaire) dans la formule (45) est sous-estimé. Etant donné que (i) le régime éolien ne varie pas systématiquement avec le temps (beau ou pluvieux) (ii) les valeurs calculées de E_o sont toujours inférieures à celles de E_o (obs) pendant le beau temps, notre hypothèse de "sous-estimation de H_o" paraît bien fondée. Ce serait donc sur le facteur H_o seulement que devrait porter une éventuelle correction positive - et non E_a - qui rendrait l'accord moins imparfait entre les calculs et l'expérience. Ajoutons qu'il n'est, d'ailleurs, guère surprenant que l'expression de H_o valable pour les basses altitudes se trouve sous-estimée pour une altitude aussi élevée que 1.700 mètres.

Revenons maintenant aux quatre cas retenus de désaccord portant sur les tendances des courbes de E_o (cal) et E_o (obs) de la figure 9. Ils intéressent une période continue de beau temps et pour lesquels, à priori, il n'y a pas d'incertitude de E_o (obs). Notre tableau XIV contient les données météorologiques des divers facteurs, tels que R_I , R_B, $H.\Delta$ γ E_a et finalement E_o , nécessaires pour étudier l'influence de ces facteurs sur résultat final. Pour les trois premiers cas notre examen indique que c'est R_B qui paraît avoir le

Tableau XIV - Eléments météorologiques et c alculs d'évaporation physique aux 4 points de désaccord

Point de désaccord	Semaine n°	Température (oc)	Humidité relative %	Durée de l'insolation (heures)	Vitesse du vent km/jour	R_I	R_B	Δ	ΔH_o	γE_a	E_o(cal)	E_o(obs)
	19	24,9	20	11,8	138,2	9,12	4,02	1,88	9,59	5,84	42,7	52,6
V												
	20	23,7	30	11,9	165,0	9,24	3,55	1,77	10,04	5,33	44,6	50,5
	22	27,0	16	11,9	155,5	9,36	4,22	2,09	11,33	7,49	48,0	57,9
VI												
	23	24,7	14	12,3	182,3	9,55	4,43	1,86	9,52	7,46	47,4	58,4
	35	24,0	46	10,5	146,9	8,05	2,79	1,79	9,44	3,88	38,2	43,9
IX												
	36	23,3	37	10,3	151,2	7,81	3,14	1,73	8,06	4,43	36,8	45,7
	41	15,1	24	10,0	146,9	6,59	3,87	1,10	2,99	3,14	24,6	29,7
X												
	42	14,5	29	9,2	159,8	6,08	3,54	1,07	2,71	2,99	23,3	34,0

rôle décisif en ce qui concerne le sens (accroissement ou diminution de la variation de E_o (cal) d'une semaine à l'autre. R_B, comme nous le savons, est fonction de T_a , n/N et $\sqrt{e_d}$. Bien que les données trop limitées ne nous permettent de faire aucune généralisation sur les formules empiriques, néammoins, nous pouvons estimer qu'une diminution générale de R_B pourrait rendre l'accord entre calculs et observations moins imparfaits. Par exemple, en prenant 0,95 au lieu de 0,97 dans la formule de R_B ($R_B = 0,97\ \sigma\ T_a^4 (0,20 + 0,80\ n/N)(0,47-0,067\ \sqrt{e_d}$) et surtout par une dépendance moins étroite de R_B avec e_d

Le quatrième cas nous présente les données plus ou moins inconciliables. Tout (sauf une légère action en sens inverse de la vitesse du vent) montre que l'évaporation devrait diminuer de la semaine 41 à la semaine 42. La valeur observée de E_o pour la semaine 42 substantiellement plus grande que pour la semaine 41 (34,0 mm contre 29,7 mm) nous donne l'occasion de douter si cette dernière mesure est correcte. Il faut admettre que nous ne pouvons prendre aucune position définitive à cet égard sans douter l'une ou l'autre des données expérimentales de cette semaine.

B. Besoin en eau de la végétation à Quetta (1956)

Partant de la formule $E_T = f.E_o$ de Penman, il ne reste qu'à multiplier les valeurs de E_o déjà obtenues (voir tableau XIII) par le coëfficient "f" dans les calculs de la "transpiration potentielle, E_T " c'est-à-dire du besoin en eau de la végétation. Compte tenu d'une correction due à la latitude, il convient, à notre sens, de retenir pour Quetta les valeurs suivantes de f.

Novembre à Février	0,65
Mai à Août	0,75
Mars - Avril et Septembre - Octobre	0,70

Le besoin en eau de la végétation, d'après Thornthwaite n'est que son "évapotranspiration potentielle, E_P". Suivant la technique de calculs expliquée dans la partie I, nous avons calculé E_P pour l'année 1956. En prenant E_o (obs) au lieu de E_o (cal) une série supplémentaire de valeurs mensuelles de E_T peut être obtenue, comparable à E_T de Penman ($E_T^+ = f.E_o$(obs) C'est ainsi que nous avons donné dans le tableau XV les trois valeurs de E_T (de Penman) E_P (de Thornthwaite) et E_T^+ défini ci-dessus. Les trois courbes E_T , E_P et E_T^+ de la figure 10 représentent, chacune d'elles, le besoin en eau de la végétation à Quetta pendant l'année 1956. Voici les traits dominants de ces courbes :

(i) C'est la méthode de Thornthwaite dont l'emploi donne, pour l'ensemble de l'année, l'estimation la plus faible du besoin en eau de la végétation, (834 mm). Ensuite vient la valeur évaluée d'après Penman (1.049 mm) 26% plus grande que E_P. E_T^+ est évidemment encore plus élevée (1.138 mm) approximativement 37% plus grande que E_P .

(ii) La forme de la courbe E_P n'est pas aussi sensible aux conditions atmosphériques que E_T ou E_T^+. Par exemple, le temps très pluvieux de Juillet ne laisse pratiquement aucune marque sur la courbe E_P. Le même phénomène par contre, est nettement visible dans les courbes E_T et E_T^+ .

Tableau XV : Besoin en eau de la végétation à Quetta pendant 1956. d'après diverses méthodes.

Mois	E_o (cal) mm	E_o (obs) mm	f	$E_T = f.E_o$ (cal) mm	$E_T^+ = f.E_o$ (obs) mm	E_P mm	E_T / E_P
Janvier	37	35,6	0,65	24	23	6	4,00
Février	70	71,1	0,65	45	46	13	3,46
Mars	93	62,5	0,70	65	44	31	2,10
Avril	138	126,2	0,70	97	88	64	1,52
Mai	194	232,4	0,75	145	174	129	1,12
Juin	206	238,0	0,75	155	179	137	1,13
Juillet	176	171,7	0,75	132	129	133	0,99
Août	179	193,1	0,75	134	145	128	1,05
Septembre	145	178,5	0,70	101	125	103	0,98
Octobre	107	130,5	0,70	75	91	51	1,47
Novembre	70	84,9	0,65	45	55	27	1,67
Décembre	47	60,1	0,65	31	39	12	2,58
Année	1462	1584,6		1049	1138	834	1,26

(iii) en général, E_T est supérieur à E_P pour l'ensemble de l'année. En hiver E_T peut être 2 à 4 fois plus grande que E_P. (Nous rencontrons ici un défaut de la méthode de Thornthwaite - l'énorme sous-estimation du besoin en eau pendant l'hiver. Pourtant il est vrai qu'en raison de la faible valeur du besoin dans cette saison, cela n'affecte pas beaucoup le bilan annuel).

---oOo---

2.4 Conclusions

Dans la première partie de cette thèse après avoir exposé chronologiquement les tentatives de divers chercheurs pour trouver une expression valable de l'aridité d'une région, nous avons eu recours à l'emploi systématique de la méthode de Thornthwaite pour établir une carte du bilan de l'eau pour l'ensemble du Pakistan Occidental. Il serait d'ailleurs souhaitable, pour rester sur ce plan, qu'une analyse semblable puisse être entreprise avec des données encore plus nombreuses, et surtout plus représentatives de l'ensemble du pays. Nous espérons, néanmoins, que les grandes lignes de notre travail fourniront les données indispensables pour saisir la portée du problème d'irrigation au Pakistan Occidental. Nos résultats présentés dans le chapitre I.6 fournissent également une base pour des travaux ultérieurs en ce qui concerne l'étude des plantes en fonction du besoin en eau et du climat.

Dans une deuxième partie, nous avons essayé de montrer les difficultés que laissent subsister la méthode de Thornthwaite, difficultés qui entraînent la nécessité de rechercher une méthode plus rationnelle d'évaluation du besoin en eau de la végétation, ainsi que du bilan en fonction de la nature du sol propre à chaque région particulière.

La méthode de Penman déterminant le besoin en eau de la végétation paraît reposer sur une base physique satisfaisante. Nous avons ainsi étudié cette méthode à la lumière des données microclimatiques de Quetta (Pakistan Occidental).

Pour rendre la lecture plus accessible aux Français, nous avons transformé tous les coëfficients numériques des formules de Penman, établis par l'auteur pour satisfaire aux

systèmes d'unités anglo-saxon, dans le système métrique.

Comme nous l'avons indiqué dans le chapitre 2.2, il existe déjà une formule proposée par Penman pour déterminer directement le besoin en eau de la végétation. Toutefois, en raison des difficultés rencontrées dans l'évaluation de quelques termes intervenant dans cette formule, il paraît encore préférable d'employer les formules proposées antérieurement par le même auteur. Ce qui fait qu'au premier lieu on calcule l'évaporation physique d'une nappe d'eau libre qui est ensuite affectée par un facteur pour donner ainsi le besoin en eau de la végétation.

Comparant nos calculs d'évaporation physique, semaine par semaine (l'année 1956) avec les mesures expérimentales d'évaporation d'un bassin d'eau à Quetta, nous avons pu constater un accord assez net entre les calculs et la pratique. Néammoins, les valeurs calculées restent inférieures aux valeurs observées d'environ 15% lorsqu'il fait beau temps. En revanche, elles sont sensiblement supérieures avec temps pluvieux. Sur l'ensemble de l'année l'évaporation théorique est 92% de l'évaporation expérimentale à Quetta. Il résulte de notre examen des calculs d'après la formule de Penman et des mesures expérimentales d'évaporation que l'on peut améliorer encore, la valeur de la formule en en modifiant les valeurs numériques des coëfficients de façon à accroître l'apport d'énergie pendant beau temps pour les régions de haute altitude (comme est le cas de Quetta - 1.700 mètres environ.)

Enfin, le besoin en eau de la végétation à Quetta pendant 1956, calculé d'après les méthodes de Penman et de Thornthwaite s'élève respectivement à 1.049 mm et 834 mm,

soit une supériorité de 26% sur l'ensemble de l'année pour la première formule. Pendant les mois d'hiver l'évaluation de Penman est de 2 à 4 fois celle de Thornthwaite. Ainsi constate-t-on que la formule de Thornthwaite est beaucoup moins sensible à la réalité des conditions atmosphériques que celle de Penman. Etant donné que les éléments météorologiques dont les données sont indispensables pour l'emploi de cette dernière sont généralement relevés à toutes les postes météorologiques, nous ne pouvons que souhaiter de voir son emploi en être généralisé de façon systématique.

---oOo---

B I B L I O G R A P H I E

Angstrom, A. , " A coefficient of Humidity of general applicability" Geografiska Annaler, Vol 18 (1936) pp. 245-254

Emberger, L. , " Sur une formule climatique applicable en Géographie botanique". C.R. Acad. Sc., t I9I (1930) pp. 389-391

Isozaki, M. , " Thornthwaite's new classification of Climate and its application to the climate of Japan". Journal of Geography. Tokyo Geog. Society, Vol 45 (1933) pp. 234-245

Köppen, W. , " Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlaq und Jahrslauf." Petermanns Mitt., t. 64 (1918) pp.193-203 et 243-248

—— " Die Klimate der Erde" Berlin et Leipzig, (1923)

—— et Geiger,A." Klimakarte der Erde (I: 20.000.000) Justus Perthes, Gotha (1928)

Lang, R. , " Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde." Stuttgart (1920) pp. 107-123.

de Martonne, Emm., " Aréisme et indice d'aridité" C.R. Acad. Sc. t I82 (1926) pp. 1395-1398

" " et Mme Foyol., " Sur la formule de l'indice d'aridité." C.R. Acad. Sc. t. 200(1935) pp. 166-168

de Martonne, Emm. , " Noüvelle carte mondiale de l'indice d'aridité". Ann. de Géogr. (1942) pp. 241-250

Péguy, C.P. , " Fondements physiques et fondements physiologiques de la notion d'aridité" Mélanges Bénévent, (1954)

Penman, H.L. , " Natural évaporation from open water, bare soil and grass." Proc. Roy. Soc. A., 193, (1948) pp. 120-146.

" " Evaporation over the British Isles." Q. J. Roy. Met. Soc. 76 (1950) pp. 372-383

" " The physical bases of irrigation control." Rpt. 13 th Int. Hort. Congr., 2 (1953) pp. 913-914

" " Evaporation over parts of Europe." Ass. Int. d'Hydrologie Sci. (Rome) (1954) pp. 168-176

" " Evaporation : An Introductory Survey" Netherlands Journal of Agr. Sc. Vol.4 N° I, (1956) pp. 9-29

Rider, N.E. , " Eddy diffusion of momentum, water vapour and heat near the ground." Phil. Trans. Roy. Soc. A., 246 (1954) pp. 481-501

Russel, T. , " Depth of Evaporation in the United States". Mon. Wea. Rev., Vol 16(1888) pp. 235-239

Serra, L. , " Interprétation des mesures pluviométriques. Lois de la pluviosité" Mem. et Trav. de la S.H.F. Vol II (1952) pp 141-155

Setzer, J. , " A new formula for precipitation effectiveness" Geogr. Review (1946) pp.247-263

Spate, O.H.K. , " India and Pakistan" Methuen, London (1954) p. 59

Sutton, O.G. , " The application to micrometeorology of the theory of turbulent flow over rough surfaces". Q. J. Roy Met.Soc., 75(1949) pp. 335-350

" " Micrometeorology "McGraw-Hill Publishing Co. Ltd. , London, (1953)

Thornthwaite, C.W., " The Climates of the North America according to a new classification."Geogr. Review (1931) pp. 633-655

" " An approach toward a rational classification of climates." Geogr. Review (1948) pp. 55-94

" C.W., et Mather, J.R., "The Water Budget and its use in Irrigation". Yearbook of Agriculture (1955) pp. 346-358

Transeau, E.N. , "Forest Centers of Eastern America." Amer. Naturalist, Vol 39(1905) pp.875-888.

Trumble, H.C. , " The Climatic Control of Agriculture in South Australia. " Trans. & Proc. Roy. Society of South Australia, Vol 61 (1937) pp.41-62.

Wilson, J.D., et Savage, J. R., " An evaporation Survey of Ohio" Ohio Agr. Expr. Station Bulletin 564 (1936)

---oOo---

Liste des stations pluviométriques

APPENDICE I

(Les stations avec la poste météorologique sont marquées *)

STATION	LATITUDE N		LONGITUDE E		ALTITUDE mètres	N°	STATION	LATITUDE N		LONGITUDE E		ALTITUDE mètres
Karachi	24	51	67	04	15	30	Alipur	29	23	70	55	102
Tatta	24	45	67	55	60	31	Muzaffargarh	30	04	71	12	120
Shah Bunder	24	10	67	53	2	32	Sinanwan	30	20	70	58	130
Nagar Parker	24	21	70	45	62	33*	Multan	30	12	71	31	128
Umar Kot	25	22	69	44	29	34	Shujabad	29	52	71	18	114
Jerruck	25	04	68	15	53	35	Lodhran	29	32	71	38	116
Hyderabad	25	23	68	24	29	36	Mailsi	29	48	72	12	183
Hala	25	47	68	25	24	37	Kabirwala	30	24	71	52	134
Sehwan	26	26	67	52	43	38*	Montgomery	30	58	73	21	170
Nansharo	26	50	68	01	43	39	Pak Pattan	30	20	73	23	187
Mehar	27	10	67	49	44	40	Dipalpur	30	40	73	39	171
Rohri	27	42	68	54	62	41	Gugera	30	58	73	19	196
Shikarpur	27	577	68	38	66	42	Cheniot	31	43	72	59	200
Jacobabad	28	17	68	29	57	43	Jhang	31	16	72	18	154
Jhatpat	28	22	68	21	60	44	Shorkot	30	50	72	04	142
Temple Dera	28	33	68	12	64	45	Leiah	30	58	70	58	140
Nuttal	28	45	68	04	84	46	Bhakkar	31	37	71	03	176
Bellpat	29	00	68	01	95	47	Mianwali	32	35	71	33	202
Mittri	29	23	67	49	117	48	Isa Khel	32	41	71	17	195
Sibi	29	33	67	53	132	49*	Dera Ismail Khan	31	51	70	56	180
Mushkof	29	34	67	44	145	50	Kulachi	31	56	70	28	250
Abegum	29	48	67	23	700	51	Tank	32	13	70	23	250
Kalat	28	58	66	28	2.013	52	Shekh Budin	32	18	70	48	1000
Quetta	30	12	67	00	1.677	53	Sakesar	32	33	71	56	1522
Chaman	30	55	66	28	1.314	54	Mitha Tiwana	32	15	72	07	200
Sanghar	30	40	70	35	200	55*	Khushab	32	18	72	24	187
Dera Ghazi Khan	30	04	70	38	122	56	Miani	32	32	73	04	220
Jampur	29	39	70	36	117	57	Bhera	32	28	72	55	220
Rajanpur	29	06	70	19	96	58	Nurpur	32	20	72	46	210

STATION	LATITUDE N		LONGITUDE E		ALTITUDE mètres	N°		STATION	LATITUDE N		LONGITUDE E		ALTITUDE mètres
Shahpur	32	16	72	28	185	88		Attock	33	53	72	15	300
Sahewal	31	58	72	19	190	89		Fatehjang	33	34	72	38	500
Chunian	30	58	73	58	190	90		Pindigheb	33	14	72	16	400
Kasur	31	07	74	27	195	91		Bannu	33	00	70	36	350
Manihala	31	32	74	33	220	92		Thal	33	22	70	33	717
Lahore	31	34	74	21	223	93		Hangu	33	32	71	04	800
Sharakpur	31	28	74	06	210	94		Band Dand Shah	33	16	71	11	600
Shekhupura	31	43	73	59	210	95		Kohat	33	35	71	27	496
Khangah Dogran	31	50	73	37	220	96		Abazai	34	19	71	36	360
Hafizabad	32	04	73	41	210	97		Khan Mahi	34	14	71	52	350
Ramnagar	32	19	73	47	220	98		Charsadda	34	09	71	44	350
Wazirabad	32	28	74	07	230	99		Nahakki	34	07	71	37	350
Gujranwala	32	09	74	11	227	100	*	Peshawar	34	02	71	37	338
Raya	31	59	74	43	230	101	*	Cherat	33	50	72	01	1.297
Pasrur	32	15	74	40	240	102		Nowshera	34	02	71	59	300
Zafarual	32	21	74	54	275	103		Mardan	34	12	72	02	300
Sialkot	32	31	74	36	253	104		Katlang	34	21	72	04	350
Dask	32	20	74	20	236	105		Lahor	34	03	72	22	300
Sadar Gujrat	32	34	74	05	240	106		Swabi	34	07	72	28	350
Kharian	32	49	73	52	300	107		Haripur	34	00	72	56	550
Phalia	32	26	73	35	220	108	*	Srinagar	34	06	74	51	1.586
Jhelum Sadar	32	57	73	44	300	109	*	Gilgit	35	55	74	18	1.341
Pind Dadan Khan	32	35	73	03	220	110	*	Leh	34	10	77	40	3.506
Chakwal	32	56	72	52	600	111		Nurpur	32	18	75	54	600
Talagang	32	56	72	25	450	112		Madhopur	32	22	75	37	300
Gujar Khan	33	15	73	18	450	113		Pathankot	32	17	75	39	300
Kahuta	33	36	73	23	600	114		Gurdaspur	32	02	75	24	250
Rawalpindi	33	37	73	06	504	115		Batala	31	48	75	13	250
Murree	33	55	73	27	1934	116		Ajnala	31	50	74	46	299

STATION	LATITUDE		LONGITUDE		ALTITUDE mètres	N°	STATION	LATITUDE		LONGITUDE		ALTITUDE mètres
Amritsar	31	37	74	52	230	139 *	Pachpadra	25	55	72	11	116
Tarn Taran	31	27	74	55	228	140	Jasol	25	49	72	13	110
Zira	30	59	74	59	213	141	Siwana	25	39	72	25	250
Firozepur	30	55	74	36	198	142	Gurha	25	11	71	43	100
Jalalabad	30	36	74	15	184	143	Sanchor	24	45	71	46	50
Fazilka	30	24	74	02	180	144	Tharad	24	24	71	38	58
Muktsar	30	28	74	31	200	145	Radhampur	23	50	71	36	50
* Simla	31	06	77	13	2137	146*	Deesa	24	14	72	13	144
* Ambala	30	21	76	52	272	147*	Mount Abou	24	36	72	45	1.202
* Ludhiana	30	55	75	54	246	148	Nalia	23	16	68	49	20
* Sirsa	29	32	75	07	202	149	Mandvi	22	50	69	22	22
* Bikaner	28	01	73	22	234	150*	Bhuj	23	15	69	49	120
Bap	27	23	72	21	200	151	Anjar	23	07	70	02	50
Phalodi	27	08	72	22	250	152	Navanagar	22	27	69	56	18
Sankra	26	45	71	35	300	153	Porbandar	21	38	69	37	10
Ramgarh	27	22	70	30	148	154*	Rajkot	22	18	70	56	131
Jaisalmir	26	55	70	55	200	155	Vankaner	22	37	70	56	80
Devikot	26	42	71	12	250	156	Morvi	22	44	70	50	70
Sheo	26	11	71	15	250	157	Pharanga-dhra	22	59	71	28	60
Balmer	25	45	71	23	250							
Chotan	25	29	71	04	250	158 *	Ahmedabad	23	02	72	38	50
Shergarh	26	20	72	18	200	159 *	Veeraval	20	53	72	26	5

—oOo—

APPENDICE II

Données microclimatiques relevées au Verger Expérimental de l'Observatoire de Météorologie agricole à Quetta (Pakistan Occidental) pendant l'année 1956.

Semaine	Dates	Température moyenne (oc)	Humidité relative (%)	Durée de l'insolation (heures)	Vitesse du vent (km/jour)	Evaporation d'un bassin d'eau (mm)	Précipitation
1	Janv.1-7	4,9	78	4,2	111,5	4,3	51,8
2	" 8-14	3,9	79	4,6	107,1	5,3	5,6
3	" 15-21	5,3	63	7,4	138,2	8,1	5,6
4	" 22-28	4,5	52	8,3	133,1	10,7	-
5	" 29 Fév4	5,5	49	8,5	142,6	16,8	4,6
6	Févr.5-11	8,1	38	8,5	138,2	16,8	-
7	" 12-18	5,4	46	7,6	200,4	14,7	7,6
8	" 19-25	9,3	44	7,7	258,3	20,3	6,1
9	"26 Mar4	11,5	59	6,9	204,8	19,3	17,5
10	Mars 5-11	12,7	52	7,3	159,8	17,8	1,3
11	" 12-18	9,2	62	5,7	217,7	14,5	36,3
12	" 19-25	10,7	63	6,2	258,3	11,9	50,0
13	"26-Avr.1	14,7	52	6,8	173,7	10,2	27,4
14	Avr. 2-8	12,1	51	6,7	200,4	19,8	15,0
15	" 9-15	14,9	51	9,1	155,5	23,6	2 ,3
16	" 16-22	21,3	38	9,5	182,3	34,5	3,8
17	" 23-29	19,7	33	10,1	190,9	39,9	-
18	"30 Mai 6	22,3	16	11,3	182,3	48,5	-
19	Mai 7-13	24,9	20	11,8	138,2	52,6	-
20	" 14-20	23,7	30	11,9	165,0	50,5	-
21	" 21-27	26,1	28	12,1	142,6	54,6	-
22	"28-Juin3	27,0	16	11,9	155,5	57,9	-
23	Juin 4-10	24,7	14	12,3	182,3	58,4	-
24	" 11-17	26,3	16	12,1	151,2	54,9	-
25	" 18-24	24,9	22	11,3	159,8	53,1	-
26	"25 Juil. 1	26,7	46	10,1	320,5	54,6	3,1

maine	Dates	Température moyenne (oc)	Humidité relative (%)	Durée de l' insolation (heures)	Vitesse du vent (km/ jour)	Evaporation d'un bassin d'eau (mm)	Précipitation
27	Juil. 2-8	26,9	47	8,8	311,0	46,2	21,1
28	" 9-15	24,7	67	7,1	258,3	45,2	55,1
29	" 16-22	24,7	63	8,7	244,5	33,6	32,3
30	" 23-29	23,7	71	5,6	217,7	28,7	40,1
31	"30 Août 5	24,4	52	8,9	169,3	35,8	5,8
32	Août 6 -12	26,2	41	9,6	204,8	45,7	17,8
33	" 13-19	25,7	36	10,6	138,2	46,0	-
34	" 20-26	24,7	38	10,7	128,7	44,5	-
35	" 27 Sept.2	24,0	46	10,5	146,9	43,9	-
36	Sept. 3-9	23,3	37	10,3	151,2	45,7	-
37	" 10-16	23,3	39	10,1	128,7	44,5	-
38	" 17-23	24,0	58	9,7	165,0	39,4	-
39	" 24-30	22,9	37	9,1	151,2	36,3	-
40	Oct. 1-7	18,5	26	8,1	227,2	31,5	-
41	" 8-14	15,1	24	10,0	146,9	29,7	-
42	" 15-21	14,5	29	9,2	159,8	34,0	-
43	" 22-28	16,0	28	9,6	120,1	27,2	-
44	" 29 Nov.4	15,7	44	7,6	186,6	18,8	2,5
45	Nov. 5-11	12,6	20	9,1	155,5	23,9	-
46	" 12-18	10,8	26	8,6	128,7	20,1	-
47	" 19-25	9,8	26	8,7	155,5	17,8	-
48	" 26 Déc.2	11,1	21	7,6	152,9(1)	17,3	-
49	Déc. 3-9	6,5	34	8,1	124,4	14,2	-
50	" 10-16	9,0	32	6,7	142,6	16,8	-
51	" 17-23	7,3	44	7,1	186,6	14,5	3,3
52	" 24-31	5,5	67	5,1	128,7	9,7	16,6

(1) la valeur moyenne de la vitesse du vent de 25 jours de Novembre a été employée en raison du manque de l'observation de cet élément pendant la semaine n° 48.

Table des matières

Summary 1

Avant-Propos 4

Première Partie : L'aridité du Pakistan Occidental d'après Thornthwaite, 1948

1.1 Introduction 7

1.2 Les formules de Thornthwaite, 1948 15

1.3 Calculs du besoin en eau de la végétation 20

1.4 Bilan moyen annuel de l'eau du sol 27

1.5 Les quatre critères de classification climatologique 34

1.6 L'aridité du Pakistan Occidental d'après Thornthwaite, 1948. 38

Deuxième Partie : Le problème de l'évaluation du besoin en eau de la végétation

2.1 Une critique de l'aspect quantitatif de la méthode de Thornthwaite 50

2.2 Les formules de Penman 61

2.3 Une étude de la méthode de Penman à la lumière des données expérimentales de Quetta (Pakistan Occidental) 71

2.4 Conclusions 80

Bibliographie 83

Appendice I Liste des stations pluviométriques 87

Appendice II Données microclimatiques relevées au Verger Expérimental de l'Observatoire de météorologie agricole à Quetta pendant l'année 1956. 90

---oOo---